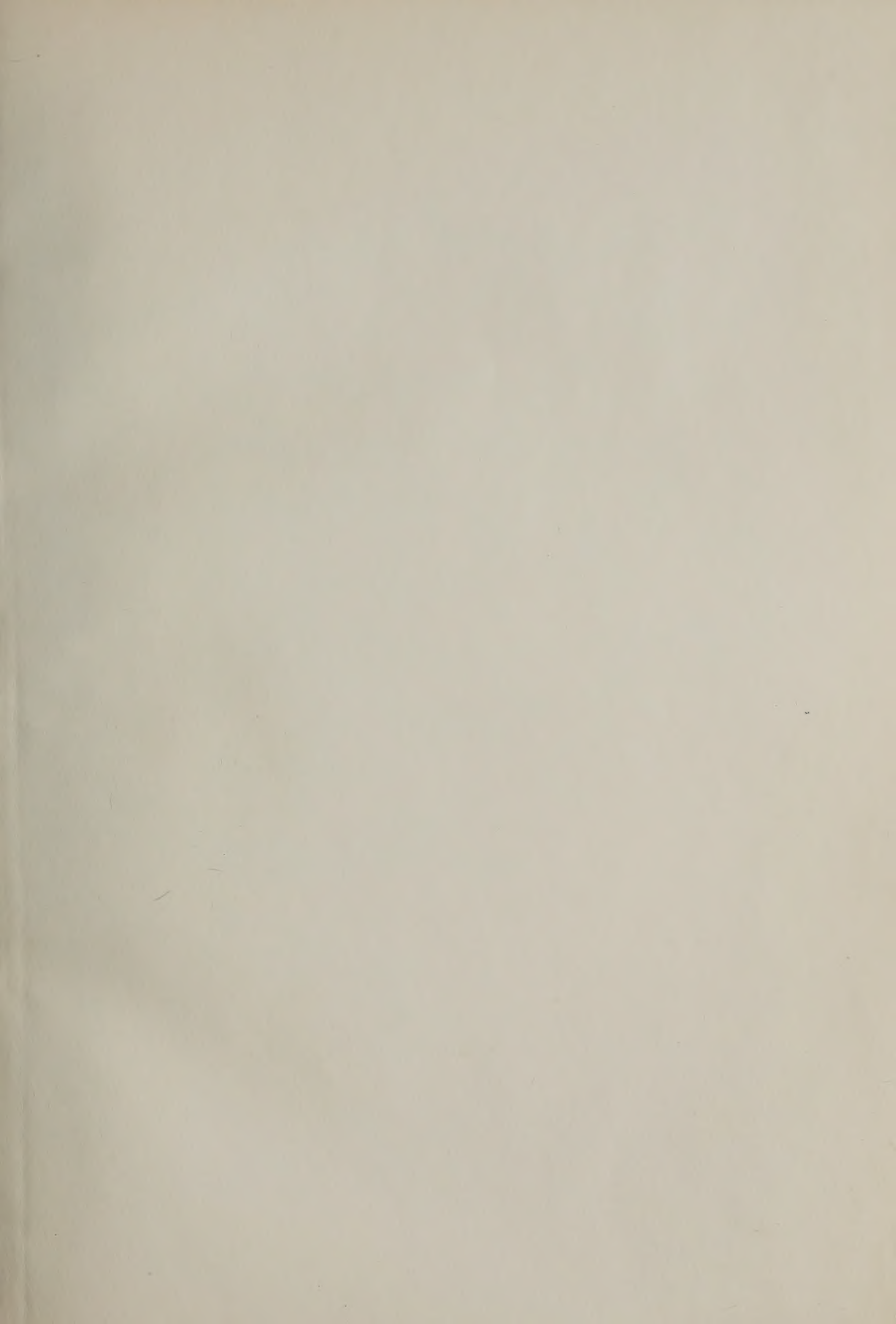


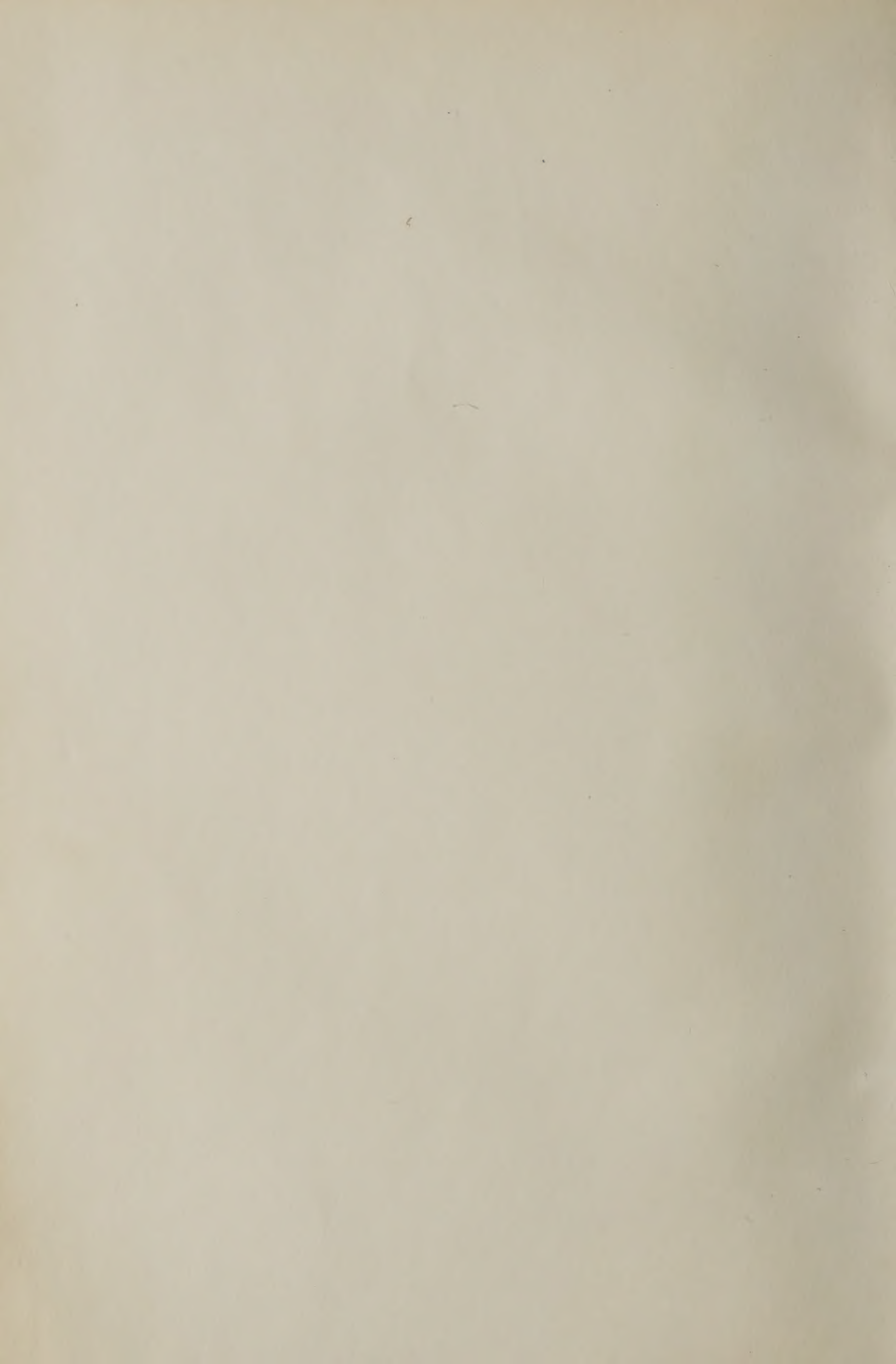
l0O 09/24/2019 08:32 UNIVERSITY OF ILLINOIS LIBRARY ANNEX SYSTEM PG 1

RPT# 00493101 johnav prtref.p

REFILE LIST

CUS	WORKDATE	WO	WO TYPE	STATUS	NAME
UI	09/24/2019	091154	REFILE	OPEN	University of Illinois





Jahrbuch

der

Preufsischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1919.

Band XL, Teil I.

Heft 1.

Berlin.

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N. 4, Invalidenstraße 44.

1920.

Inhalt.

Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge.

Von Herrn **Joh. Ahlburg** †.

Hierzu Tafel 1 und 2 Textfiguren.

Seit A. DENCKMANN im Jahre 1896 den ersten Nachweis für das Vorkommen von Silur im Kellerwalde, jenem weit in das mesozoische Vorland hineinragenden Pfeiler am Ostrande des Rheinischen Gebirges, erbrachte[1]), hat die Frage nach der Verbreitung des Silurs am Ostrande des Rheinischen Gebirges und nach den Beziehungen zum Rheinischen Devon besondere Beachtung gewonnen. In einer Reihe wichtiger Arbeiten ist inzwischen neues Beobachtungsmaterial zusammengetragen und damit die Klärung der berührten Frage weiter gefördert worden.

DENCKMANN's grundlegende stratigraphische Arbeiten waren zunächst auf den Kellerwald beschränkt. Sie führten hier zur Feststellung einer mannigfach entwickelten Schichtenfolge mit der Fauna des böhmischen Obersilurs, ferner mächtiger, meist versteinerungsleerer Gesteinsfolgen von Grauwacken, Quarziten, Kieselschiefern und Plattenkalken, die aus stratigraphischen Gründen dem fossilführenden Silur des Kellerwaldes eingegliedert wurden[2]).

---

[1]) A. DENCKMANN, 1896: Silur und Unterdevon im Kellerwalde. Dies. Jahrb. f. 1896, S. 144 ff. — 1899: Neue Beobachtungen aus dem Kellerwald. Daselbst 1899, S. 291 ff. — 1901: Der geologische Bau des Kellerwaldes. Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 34.

[2]) 1901: Tabelle S. 23.

Diese Silurstratigraphie des Kellerwaldes erwies sich in der Folge als sehr fruchtbringend, da sie berufen schien, für eine mächtige fossilleere Schichtenfolge von Gesteinen, die in der Verlängerung des Kellerwaldhorstes nach Südwesten (Hessisches Hinterland) und nach Nordosten (auf der Scheide zwischen Oberharz und Unterharz) wiederkehrt, die lange Zeit vergeblich versuchte endgültige Deutung zu bringen.

Die fraglichen Bildungen im Hessischen Hinterlande[1]), die in der Hauptsache den Kamm der Hörre zwischen Lahn- und Dillmulde aufbauen und daher zunächst kurz als »Hörregesteine« bezeichnet werden sollen, waren von E. Kayser gelegentlich der Aufnahme der Blätter Herborn, Ballersbach, Oberscheld[2]), Niederwalgern und Marburg[3]) ursprünglich zum Culm bezw. Unterdevon gezogen worden, während sie auf den älteren Karten (v. Dechen, R. Ludwig) in ihrer Gesamtheit zum Culm gerechnet sind. Gelegentlich einer gemeinsamen Begehung des Kellerwaldes und des Hörregebietes[4]) wurde im Jahre 1896 die völlige petrographische Übereinstimmung der Hörregesteine mit gewissen Horizonten des Kellerwaldsilurs festgestellt, wie die folgende Zusammenstellung ergibt:

Kellerwald	Hörre
Wüstegartenquarzit	Klippenquarzit
Schiffelborner Quarzit	Schiffelborner Schichten
Urfer Grauwacke mit Plattenkalk	Hörregrauwacke mit Plattenkalk (Gladenbacher Kalk)
Plattenschiefer	Plattenschiefer

Mit dieser wichtigen Feststellung hielt das Silur erstmalig seinen Einzug in das eigentliche Rheinische Gebirge, und entsprechend erschienen die Hörregesteine auf den Blättern Her-

---

[1]) Umfassend etwa das Gebiet, das von der Lahn zwischen Biedenkopf und Wetzlar im Norden, Osten und Süden, von der Dill im Westen umschlossen wird.

[2]) Lieferung 101 der Geologischen Spezialkarte von Preußen. Berlin 1907.

[3]) Lieferung 212 der Geologischen Spezialkarte von Preußen. Berlin 1915.

[4]) Bericht der Herren L. Beushausen, A. Denckmann, E. Holzapfel und E. Kayser über eine gemeinschaftliche Studienreise. Dies. Jahrb. 1896, S. 278.

born, Ballersbach usw. in Anlehnung an die Kellerwaldstratigraphie als Silur. Die Hoffnung freilich, auch die im Kellerwald nachgewiesenen fossilführenden Silurhorizonte im Dillgebiete aufzufinden, blieb in der Folge und bis heute vergebens; denn in der Hörre fanden sich auffälligerweise als Vertreter des »Kellerwaldsilurs« bislang nur die Gesteinsgruppen, die auch im Kellerwalde ohne bezeichnende Versteinerungen entwickelt sind.

Ungeklärt blieben ferner folgende Erscheinungen: Kommt dem Gesteinszuge der Hörre in seiner Gesamtheit silurisches Alter zu, so bildet er offenbar, als Scheide zwischen den vorwiegend aus jungdevonischen und culmischen Gesteinen aufgebauten Mulden des Lahn- und Dillgebietes, einen Sattel; demnach müßte man erwarten, daß der Klippenquarzit, der den Kern des Hörrezuges bildet, das älteste Gesteinsglied der Hörre darstellt, während er nach den im Kellerwalde erzielten stratigraphischen Ergebnissen das jüngste Schichtenglied der Hörre bilden sollte. Ferner müßte man erwarten, daß an den Sattelflügeln des Hörresilurs das ältere Devon zutage tritt, das in gewaltiger Mächtigkeit die Dillmulde im Nordwesten und Westen (Siegerland und Westerwald), die Lahnmulde im Westen, Süden und Südosten (Taunusvorland) umrahmt. Das Unterdevon fehlt jedoch gerade dort, wo man es hätte vermuten sollen, nämlich auf der Grenze zwischen den Hörregesteinen und den jungdevonischen Schichten der Lahn- und Dillmulde; erst dort, wo der Gesteinszug der Hörre — etwa östlich der Linie Niederweidbach, Groß-Altenstädten — sich plötzlich von einer mittleren Breite von 3 km auf über 10 km erweitert, erscheinen inmitten der Hörregesteine mehrere in unregelmäßige Schollen aufgelöste Züge von Unterdevon[1]). Sie bestehen aus einer mächtigen Schichtenfolge von Grauwacken und Quarziten und bergen zum Teil reiche Faunen der Unterkoblenz- und Ober-

[1]) Die hauptsächlichen Unterdevonzüge sind: a) Frankenbach-Weipoltshausen-Rollshausen-Damm, b) Niederweidbach-Rodenhausen-Mornshausen-Willershausen, c) Endbach-Gladenbach-Runzhausen.

koblenzstufe in der Facies des benachbarten rheinischen Unterdevons[1]).

Die mächtige Entwicklung der rheinischen Koblenzstufe inmitten des Hörresilurs an den genannten Stellen mußte einiges Befremden erwecken, nachdem wenige Kilometer nordöstlich von Weipoltshausen, nahe dem Ostrande des alten Gebirges, innerhalb der gleichen Hörregesteine hercynisches Unterdevon (Unterdevon in böhmischer Facies) auf einem rd. 3 km langen Zuge festgestellt war[2]), das nach der neuerdings von F. HERRMANN veröffentlichten paläontologischen Bearbeitung[3]) den Zeitraum von der oberen Grenze der Siegener Stufe bis an die untere Grenze des Unteren Mitteldevons umfassen soll, also zeitlich eine Vertretung der Koblenzstufe in völlig abweichender, böhmischer Facies bilden würde. Der Hercynzug von Hermershausen—Dammühle verdiente aber noch ein weiteres Interesse, weil es dem Bearbeiter seiner Fauna gelang, in seiner unmittelbaren Nachbarschaft, wenngleich auch bisher nur in losen Geröllen, Graptolithen zu finden und damit den ersten und bis vor kurzem einzigen unzweifelhaften Nachweis für das Vorkommen des Silurs innerhalb des Rheinischen Gebirges zu erbringen[4]).

Trotz dieser wichtigen Entdeckung blieben an der Altersstellung der eigentlichen Hörregesteine doch wesentliche Zweifel bestehen, die sich vor allem bei der geologischen Spezialaufnahme des nördlichen Lahngebietes in den letzten zehn Jahren ergaben. Die gelegentlich dieser Aufnahmearbeiten erzielten Ergebnisse konnte ich bereits 1913 in einem Vortrage bekannt

---

[1]) K. WALTHER, Unterdevon zwischen Marburg a. L. und Herborn. N. Jahrb. f. Min. 1903, Beil.-Bd. XVII, S. 1 ff. — F. HERRMANN: Über eine Unterkoblenzfauna mit *Palaeosolen costatus* SDBG. bei Weipoltshausen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1911, Bd. 63, Mon.-Ber. S. 167 ff.

[2]) E. KAYSER, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1906, Mon.-Ber. S. 213.

[3]) F. HERRMANN, Das hercynische Unterdevon bei Marburg a. L. Dies. Jahrb. 1912, I, S. 305 ff.

[4]) Sitzungsbericht der Gesellschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften. Marburg 1908, Nr. 5, S. 122.

geben[1]); die Absicht freilich, die damals mitgeteilten Beobachtungen in erweiterter Form schriftlich niederzulegen, mußte infolge des Krieges zurückgestellt werden. Inzwischen steht die Veröffentlichung der geologischen Spezialaufnahme des Lahngebietes[2]) unmittelbar bevor, so daß ich mich bewogen sehe, jene bereits 1913 mitgeteilten Beobachtungen in etwas umgearbeiteter und erweiterter Form zu veröffentlichen, um die veränderte Auffassung zu begründen, die ich bei der Aufnahme jener Blätter bezgl. der »Hörregesteine« und einiger anderer Bildungen eingenommen habe. Eine solche Zusammenfassung der Ergebnisse erscheint heute um so mehr am Platze, als sich inzwischen durch die auf den ersten Blick vielleicht überraschende Auffindung des Obersilurs südlich von Gießen unsere Kenntnis von der Verbreitung des Silurs am Ostrande des Gebirges nicht unwesentlich erweitert hat, und damit die von mir bereits 1913 angeschnittene Frage nach den Beziehungen des fossilführenden Obersilurs zu den in der Hörre verbreiteten fossilleeren Gesteinsfolgen eine neue Beleuchtung erfährt. Dabei zwingt mich freilich die Beschränkung, die ich mir in Anbetracht des umfangreichen Stoffes auferlegen muß, bezüglich mancher Einzelheiten auf die im Druck befindlichen Erläuterungen zu den genannten Blättern mehrfach zu verweisen und das Thema etwas programmatisch zu behandeln.

Zur Einführung in die folgenden Darlegungen und zur Erläuterung der beigegebenen Kartenskizze (Taf. 1) muß ich zunächst eine kurze Beschreibung der geologischen Einheiten geben, die das in Rede stehende Gebiet beherrschen.

I. Das Lahnmuldengebiet.

Wie bereits in mehreren Einzelveröffentlichungen ange-

---

[1]) Über Transgressionen und Faltungsphasen im Palaeozoicum des Lahngebirges. Vortrag in der Festsitzung zum 40jährigen Jubiläum der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 27. November 1913.

[2]) Lieferung 208 der Geologischen Spezialkarte von Preußen, umfassend die Blätter Braunfels, Merenberg, Weilburg, Weilmünster.

deutet[1]) und in den Erläuterungen der Lieferung 208 näher ausgeführt ist, zeigt das jüngere Devon in der Lahnmulde — und das gleiche gilt für die geologisch nahverwandte Dillmulde — eine auffällige facielle Differenzierung in drei Zonen, deren Entstehung auf verschiedene Ablagerungsbedingungen innerhalb der einzelnen Teile der Mulde zurückzuführen ist.

a) Muldenzone.

Im Innern der heutigen Mulde (Muldenzone) ruht auf Oberem Unterdevon[2]) in rheinischer Facies das Untere Mitteldevon in der Facies der Tentaculitenschiefer, dunkler meist kalkiger, gelegentlich auch sandiger und glimmerreicher Tonschiefer mit Kalkeinlagerungen und örtlich mit reicher Fauna (Leun[3]), Klein-Altenstädten[4]), Niedershausen, Aßlar, Nauborn, Blasbach u. a. O.). Darüber folgt das Obere Mitteldevon in zum Teil weit über 1000 m Mächtigkeit, bestehend aus Diabastuffen (Schalstein) mit Ergußdecken von Diabasmandelstein und Einlagerungen von Stringocephalenkalk. Der letztere schwillt an den Außenrändern der Muldenzone zu mächtigen und langgestreckten Riffkalkzügen an, die zum Teil über die Grenze des Mitteldevons hinaus bis ins Oberdevon (Iberger Kalk) fortgewachsen sind. Den Abschluß des Oberen Mitteldevons und damit zugleich der ersten Haupteruptivphase des Lahngebietes bildet

---

[1]) Joh. Ahlburg, Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Dies. Jahrb. 1910, I, S. 448 ff. — Desgl. Aufnahmeber. Bl. Merenberg, dass. 1910, II, S. 465; Bl. Weilburg, dass. 1911, II, S. 438; Bl. Weilmünster, dass. 1914, II, S. 556.

[2]) Das Unterdevon erscheint innerhalb der jungdevonischen Muldenschichten in mehreren schmalen Sattelaufbrüchen, deren wichtigste folgende sind: Unterdevonsattel des Wolfersberges (Bl. Weilburg), Unterdevonsattel zwischen Probbach-Dillhausen-Obershausen (Bl. Merenberg), Unterdevonsattel Niedergirmes-Blasbach (Bl. Wetzlar und Rodheim), Unterdevonsättel Tiefenbach-Leun und Niederbiel-Kleinaltenstädten (Bl. Braunfels). Auf der Karte ist das ganze Lahnmuldengebiet in einer Farbe zusammengefaßt.

[3]) Burhenne, Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Tentaculitenschiefer im Lahngebiet. Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 29.

[4]) E. Holzapfel, Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 16, S. 381.

ein horizontbeständiges Roteisensteinlager, das aus der Sedimentation postvulkanischer Eisenexhalationen dieser Eruptivperiode hervorgegangen ist[1]). Das Oberdevon besteht zu unterst vorwiegend aus Flaser- und Plattenkalken (Intumescensstufe) mit zum Teil reicher Fauna; darüber folgen die bekannten, lebhaft rot- und grüngefärbten Cypridinenschiefer, zum Teil mit einem jüngeren Flaserkalkhorizont (Clymenienstufe) und als Abschluß des Devons eine mächtige Diabasergußdecke (Deckdiabas), als dessen Durchbruchsteile die das ganze Oberdevon und zum Teil auch das ältere Devon durchschwärmenden Stöcke und Gänge von körnigem Diabas zu deuten sind (zweite Eruptivphase).

Über dem Deckdiabas folgt als Abschluß dieser zweiten, oberdevonischen Eruptivphase ebenfalls ein Roteisensteinhorizont, der nach oben allmählich, d. h. also ohne Unterbrechung in der Sedimentation, in den konkordant das Devon überlagernden Culmkieselschiefer übergeht. Darüber folgen weiterhin Culmtonschiefer und Culmgrauwacken, beide durch Wechsellagerung eng verknüpft.

b) Nördliche Randzone.

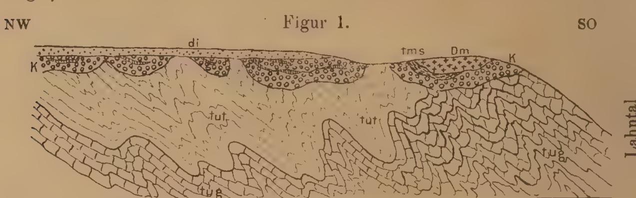
Zwischen der Muldenzone und dem Nordrande der Lahnmulde (nördliche Randzone) ändert sich der Schichtenbau des Devons schrittweise; stark gefaltetes Unterdevon wird transgredierend überlagert von Oberem Mitteldevon, dessen Basalkonglomerate zum Teil unmittelbar auf Unterkoblenzschichten aufruhen. (Schalsteinkonglomerate auf Grauwacke der Unterkoblenzstufe am Daberg bei Niedershausen, Blatt Merenberg; Massenkalk, flach transgredierend über gefaltete Oberkoblenzschichten und Koblenzquarzit am Wolfersberg, Blatt Weilburg; Porphyrkonglomerate, mit Geröllen von Unterkoblenzgrauwacke und Koblenzquarzit am Südwestrande der Lahnmulde zwischen Fachingen und Balduinstein.)

---

[1]) Vergl. Joh. Ahlburg, Über die Eisenerze und Eisenmanganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. Zeitschr. f. prakt. Geol, 1917, Heft 2 u. 3.

Statt ausführlicher Beschreibung füge ich hier nur eine Skizze des schönen Profils am Westabhange des Kehrberges nördlich von Balduinstein (Bl. Schaumburg) ein und verweise im übrigen auf die Erläuterungen der Blätter Merenberg und Weilburg[1]).

Figur 1.



Profil an der Westseite des Kehrberges bei Balduinstein.
di = Diluvialterrasse, tms = Schalstein, Dm = Diabas,
K = Keratophyr-Konglomerat mit Keratophyr-Tuffbänken,
tut = Oberkoblenzschichten, tug = Unterkoblenzschichten.

Besondere Erwähnung verdient noch das Basalkonglomerat im obermitteldevonischen Schalstein am Daberg bei Niedershausen. Es enthält neben zahlreichen Geröllen von Unterkoblenzgrauwacke, mitteldevonischem Porphyr und Stringocephalenkalk, welch letzterer die Unterdevonklippe in kleinen Riffen umgibt, bis über kopfgroße Gerölle von Klippenquarzit, dessen nächstes zutage anstehendes Vorkommen mehr als 10 km weit entfernt ist.

Diese Transgression des Oberen Mitteldevons am Nordrande der Lahnmulde über gefaltetes Unterdevon und Klippenquarzit setzt voraus:

1. eine Faltung des älteren Devons einschließlich des älteren Mitteldevons, das mit dem Oberen Unterdevon stets eng verwachsen ist und dieses konkordant überlagert;
2. Einbrüche an den Außenrändern der »Muldenzone«, über die hinweg das Obere Mitteldevon, teilweise unter Zerstörung des älteren Devons, transgredierte.

Da die gleichen Verhältnisse sich am Südostrande der

[1]) Lieferung 208 der Geologischen Spezialkarte von Preußen.

Lahnmulde wiederholen, so folgt, daß das Muldeninnere der heutigen Lahnmulde ein zu Beginn des Oberen Mitteldevons angelegter tektonischer Graben ist. Mit dieser Feststellung erklären sich zugleich folgende stratigraphische Eigenarten in der Entwicklung des jüngeren Devons der Lahnmulde:

1. die Abnahme der Mächtigkeit des Oberen Mitteldevons von der Muldenzone zur nördlichen und südlichen Randzone, wo es zum Teil nur noch in einer Mächtigkeit von wenigen Metern zwischen Unterdevon und Oberdevon entwickelt ist;
2. die Verteilung und Entwicklung der dem Oberen Mitteldevon und Oberdevon angehörenden Massenkalkzüge des Lahngebietes.

Sie begleiten die Grenze der Muldenzone gegen die beiden Randzonen in Mächtigkeiten von zum Teil über 500 m, keilen nach dem Muldeninnern (offene See) ziemlich unvermittelt aus, während sie nach der Randzone durch allmähliche Übergänge (Verzahnung) mit den begleitenden gleichaltrigen Sedimenten innig verwachsen sind[1]).

Die soeben in der Lahnmulde geschilderten Verhältnisse wiederholen sich in ähnlicher Weise in der nördlich des Hörrezuges gelegenen Dillmulde, die in vielen Beziehungen ein getreues Spiegelbild der Lahnmulde ist. Ein Blick auf die geologische Spezialaufnahme dieses Gebietes[2]) genügt, um zu erkennen, daß auch im Innern dieser Mulde das Obere Mitteldevon und zum Teil das Oberdevon, auf Unterem Mitteldevon normal auflagernd (Nanzenbach—Wissenbach), bis über 1000 m mächtig entwickelt ist, während nahe dem Südrande der Mulde das Obere Mitteldevon (Porphyr, Schalstein mit Diabas und kleinen Riffkalklinsen) einerseits über Unterdevon transgrediert

---

[1]) Vergl. den Idealschnitt durch die östliche Lahnmulde, Erl. Bl. Braunfels, Taf. 1, Fig. 2. Diese sich in zahlreichen Profilen wiederholende eigentümliche Gestaltung der Massenkalkriffe erinnert an die Ausbildung der rezenten Korallenriffe (Wallriff mit dem der Küste zugekehrten Flachriff).

[2]) Vergl. Bl. Herborn, Ballersbach, Oberscheld. Lief. 101 der Geol. Spezialkarte von Preußen.

(Schalstein mit groben Transgressionskonglomeraten auf Unterkoblenzschichten auf dem Zuge zwischen Bicken, Überntal, Hartenrod, Bl. Oberscheld), andererseits rasch an Mächtigkeit verliert, um schließlich in der äußersten Randzone, hart an der Grenze gegen die Hörregesteine, auf wenige Meter zusammenzuschrumpfen. In dieser äußersten Randzone besteht das ganze Mittel- und Oberdevon aus einer 12—16 m mächtigen geschlossenen Folge von Goniatitenkalken, bekannt unter dem Namen der Bickener Goniatitenkalkfacies[1]). Nur einzelne Tuffbrocken und -bomben innerhalb der dem Oberen Mitteldevon angehörigen schwach entwickelten Kalke deuten auf die Eruptivmassen, die sich gleichzeitig im Norden (Dillmulde) und Süden (Lahnmulde) zu gewaltiger Mächtigkeit auftürmten.

Die Bickener Kalkfacies, die wie gesagt auf die schmale Grenzzone der Dillmulde gegen den Hörrezug beschränkt ist, reicht vielerorts vom Unteren Mitteldevon bis ins Obere Oberdevon; sie gliedert sich faunistisch in folgende Zonen: Ballersbacher und Günteröder Kalk (Unteres Mitteldevon), Odershäuser Kalk und Kalk mit *Terebratula pumilio* (Oberes Mitteldevon); Intumescenskalk (Unteres Oberdevon), Clymenienkalk (Oberes Oberdevon). In der gleichen zonaren Beschränkung erscheint die Bickener Kalkfacies auch hart am Nordrande des Kellerwaldquarzitzuges und endlich im Oberharz am Nordwestrande des Bruchberg-Ackerzuges wieder. Denckmann hat in seinen die devonischen Goniatitenkalke betreffenden Arbeiten (Dieses Jahrb. 1894, S. 8 ff; Abh., N. F., Heft 34, S. 32 ff.) die Auffassung vertreten, daß die Goniatitenkalke der Bickener Facies eine allgemein zur Ablagerung gelangte mittel- und oberdevonische Schichtenfolge bilden, und daß demnach etwa in der Nachbarschaft entwickelte mittel- und oberdevonische Schichtenglieder anderer Art entweder jünger oder älter als die Goniatitenkalkfolge sein müßten. Dieser Anschauung widerspricht aber die in der Lahn- und Dillmulde und inzwischen auch durch die

[1]) Vergl. Erl. Bl. Oberscheld und Ballersbach.

Aufnahme im Oberharz einwandfrei erwiesene Tatsache, daß die unmittelbar am Nordwestrande des Quarzitzuges (Hörre—Kellerwald—Bruchberg-Acker) in geringer Mächtigkeit und geschlossener Folge entwickelten Zonen im anschließenden Muldengebiet sich in einzelne Kalksteineinlagerungen auflösen, die durch mächtige Schichtenfolgen von klastischen Sedimenten und Eruptivgesteinen getrennt werden. Daraus folgt, daß die eigenartige Bickener Kalkfacies nur eine zonare, auf die unmittelbare Nachbarschaft des Hörrezuges beschränkte Verbreitung besitzt, und daß der auffällige Unterschied in der Facies und in der verschiedenen Mächtigkeit der mittel- und oberdevonischen Schichten seinen Grund nur in den gänzlich verschiedenen Ablagerungsbedingungen im Muldengebiet und im Randgebiet haben kann.

Auffälligerweise scheint die Bickener Kalkfacies auf den Nordrand des Hörrezuges beschränkt zu sein und im Süden zu fehlen. Im Kellerwalde sind schwache Andeutungen für das Vorkommen auch auf der Südseite des Quarzitzuges vorhanden[1]). Indessen muß berücksichtigt werden, daß die Beobachtungsverhältnisse am Südrande der Dillmulde unvergleichlich günstiger als am Nordrande der Lahnmulde liegen, weil dort die Schichten infolge starker isoklinaler Faltung zu schmalen Sätteln und Mulden zusammengepreßt sind, die eine ständige Beobachtung der Gesteinsentwicklung von der Muldenzone bis zum Südrande gestatten, während am Nordrande der Lahnmulde die Schichten, aus später noch zu berührenden Gründen, meist flach liegen und außerdem im Osten, der hier besonders interessiert, durch transgredierende Auflagerung von Culm (Culmtafel des Lemptales, Bl. Ballersbach) und durch die Überschiebung der Lahnmuldenschichten auf das nördliche Randgebiet der Beobachtung entzogen sind.

---

[1]) Adorfer Kalk und Clymenienkalk am Silberstollen bei Densberg. Vergl. Denckmann, dies. Jahrb. 1896, S. 158.

II. Das Oberdevon in der nördlichen Randzone der Lahnmulde und seine Beziehungen zum »Hörresilur«.

Aus den angedeuteten Verhältnissen ergibt sich folgendes Bild:

Die in den Muldengebieten (Lahn- und Dillmulde) in großer Mächtigkeit entwickelten Schichten des jüngeren Devons (Oberes Mitteldevon und Oberdevon) transgredieren an den Außenrändern gegen das Hörregebiet über vorgefaltete unterdevonische Gesteine und verlieren in gleicher Richtung unter auffälligem Wechsel der Facies rasch an Mächtigkeit. Daraus folgt, daß der Kern des Hörrezuges eine langgestreckte Sattelaxe bildet, die bereits zum Beginne des Oberen Mitteldevons horstartig aus dem benachbarten Muldengebiet aufragte, und über deren stark gefaltete ältere Schichtenglieder hinweg das jüngere Devon transgredierte. Da die ältesten durch Fossilführung bestimmten Schichten (Unterkoblenz) an den beiden Außenrändern des Horstes zutage treten, müßte der Kern des Sattels aus noch älteren Gesteinen bestehen, und damit erfährt die Annahme des silurischen Alters der Hörregesteine eine gewisse Bestätigung.

Indessen treten am Nordwestrande der Lahnmulde einige dieser Hörregesteine in so innige Beziehung zum benachbarten jüngeren Devon der Muldenzone, daß an ihrem jüngeren Alter ein Zweifel nicht bestehen kann.

Die in der Hörre vertretenen und von E. KAYSER a. a. O. auf Grund von Vergleichen mit dem Kellerwaldsilur unterschiedenen Gesteine gehören in der Hauptsache zwei Gruppen der von DENCKMANN[1]) aufgestellten Schichtenfolge an:

1. Dem System des Kellerwaldquarzites, in der Hörre vertreten durch Klippenquarzit und Schiffelborner Schichten;
2. dem System der Urfer Schichten, in der Hörre vertreten durch Plattenschiefer, Hörregrauwacke, Gladenbacher Kalk und Tonschiefer mit Kieselschiefern.

---

[1]) Vergl. 1901, S. 23.

Die dritte Gruppe des Kellerwaldsilurs, das System der Steinhornschichten mit seinen vorwiegend die reiche obersilurische Fauna des Kellerwaldes bergenden Gesteinshorizonten, ist dagegen bisher weder in der Hörre noch im Hessischen Hinterlande mit Sicherheit nachgewiesen worden.

Von den beiden in der Hörre vertretenen Gesteinsgruppen, die hier kurz als System des Klippenquarzites und System der Hörregrauwacke bezeichnet werden sollen, treten nur die Schichten des Systems der Hörregrauwacke in Beziehung zu den jungdevonischen Muldenschichten; wir haben also beide zunächst scharf von einander zu trennen.

Die Übergangsbildungen zwischen dem System der Hörregrauwacke und dem jüngeren Devon der Lahnmuldenschichten erfordern eine etwas eingehende Besprechung.

Wie bereits erwähnt, werden die Schichten der nördlichen Randzone im östlichen Teile der Lahnmulde (Bl. Rodheim, Ballersbach, Herborn) durch die Culmtafel des Lemptales und die flachen Überschiebungsdecken des jüngeren Devons der Muldenzone[1]) völlig verdeckt. Erst in der Gegend des Ulmtales (Bl. Merenberg) verschwinden die flachen Überschiebungsdecken der Muldenzone und die ihnen nördlich vorgelagerte Culmtafel, so daß der devonische Untergrund der nördlichen Randzone zutage tritt. Hier folgt nun auf den Schalstein des Oberen Mitteldevons, der dem Unterdevon transgredierend aufruht, das in der ganzen Lahnmulde als horizontbeständiges Schichtenglied entwickelte Roteisensteinlager (Grenzlager zwischen Mittel- und Oberdevon) und als wahres Hangendes dieser Schichten die Serie der Hörregrauwacken. Da die durch das Roteisensteinlager gekennzeichnete Grenze zwischen Oberem Mitteldevon und den fraglichen Schichten auf über 1 km Länge durch ausgedehnte Grubenbaue erschlossen ist, kann an der normalen Schich-

[1]) Vergl. E. Kayser, Über flache Überschiebungen im Dillgebiete. Dies. Jahrb. 1900, S. 7 ff. — Joh. Ahlburg, Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1908, Mon.-Ber. S. 300 ff.

tenfolge trotz der starken Störungen in diesem Gebiete[1]) kein Zweifel bestehen. Das Oberdevon in der nördlichen Randzone der Lahnmulde wird also durch dieselben Gesteine (dunkle Tonschiefer mit Kalkeinlagerungen, Plattenschiefer, plattige Grauwacken, dichte, hellgraue Plattenkalke, Kieselschiefer) gebildet, die den Hauptanteil am Aufbau des nördlich anschließenden Zuges der Hörre nehmen und auf den Nachbarblättern der Dillmulde auf Grund von Vergleichen mit Kellerwaldgesteinen dem Silur zugestellt worden sind.

Auffällig blieb freilich, als ich erstmalig über diese Beobachtung berichtete[2]), der völlig fremdartige Charakter dieses Oberdevons der nördlichen Randzone gegenüber dem Oberdevon der Muldenzone. Wie die weitere Verfolgung der einzelnen Gesteinszüge über Blatt Merenberg hinaus nach SW jedoch bald zeigte, tritt der scharfe Gegensatz beider Oberdevongebiete nur dadurch so hervor, daß sie auf Blatt Merenberg heute durch einen nahezu 10 km breiten Sattel von Unterdevon und Mitteldevon von einander getrennt sind. Dort, wo dieser mächtige Sattel am Westrande des Limburger Beckens (Bl. Weilburg, Hadamar und Mengerskirchen) allmählich unter die Oberfläche einsinkt, berühren sich beide in ihren Extremen so völlig verschiedenen Oberdevongebiete und sind durch zahlreiche Übergänge aufs innigste miteinander verschmolzen. Bezüglich der Einzelheiten in dieser Übergangszone sei hier auf die Erläuterungen von Blatt Weilburg verwiesen. Hervorzuheben bleibt noch, daß bei der Begehung der bereits früher von E. KAYSER und ANGELBIS aufgenommenen Blätter Hadamar, Mengerskirchen, Limburg[3]) festgestellt werden konnte, daß das »Silur« der Hörre nicht, wie E. KAYSER vermutete, im Westen unter dem Westerwaldplateau ganz verschwindet, sondern am ganzen

[1]) Vergl. Erl. Bl. Merenberg, Profil durch die Baue der Gruben Eppstein und Schiefer zwischen Obershausen und Dillhausen.

[2]) Über den geologischen Bau des Blattes Merenberg. Dies. Jahrb 1910, II, S. 473 ff.

[3]) Lieferung 41 der Geologischen Spezialkarte von Preußen.

Südrande des Westerwaldes bis nahezu an den Westrand des Limburger Beckens mit den charakteristischen Gesteinsgliedern (dunkle Tonschiefer, pflanzenführende Plattengrauwacken, Kieselschiefer, quarzitische Grauwacken usw.), aber stets in enger Vergesellschaftung mit den schon durch ihre lebhaft rote Färbung charakterisierten Cypridinenschiefern des Oberdevons der Muldenzone entwickelt ist. Auf den erwähnten Blättern haben diese Schichten verschiedene Deutung erfahren; sie sind teils als Unteres Mitteldevon, teils als Oberes Unterdevon (Chondritenschiefer KAYSER's auf Bl. Limburg) bezeichnet worden. Der größte Teil der auf Blatt Hadamar, Mengerskirchen, Limburg als Unteres Mitteldevon bezeichneten Gesteine (einschl. des Unterdevonzuges Limburg und Flacht) ist demnach zum Oberdevon zu ziehen, was inzwischen auch durch zahlreiche bergbauliche Aufschlüsse einwandfrei nachgewiesen worden ist.

Dieses Oberdevon, das übrigens auch vereinzelt spärliche Fossilreste führt (vergl. Erläuterungen Bl. Weilburg und Merenberg), bezeichne ich kurz als **Oberdevon der nördlichen Randfacies der Lahnmulde**; es bildet nach dem Gesagten eine Übergangsfacies zwischen dem Oberdevon der Muldenzone und dem System der Hörregrauwacke.

System des Klippenquarzits. Die Gesteine, die hier zum System der Hörregrauwacke zusammengefaßt sind, bilden, wie bereits erwähnt, und wie ein Blick auf die geologische Aufnahme der Blätter Herborn, Ballersbach und Oberscheld lehrt, bei weitem den überwiegenden Anteil des von E. KAYSER zum Silur gezogenen Gesteinszuges. Das System des Klippenquarzites erscheint innerhalb des Hörrezuges nur in einzelnen schmalen Aufragungen und fast ausnahmslos hart am Nordwestrande des Hörrezuges. Die auffällige Gesetzmäßigkeit in der Verbreitung auf dem über 20 km breiten Zuge vom Westerwalde bis zum Salzbödetal läßt vermuten, was durch Einzelbeobachtungen auch vielerorts bestätigt ist, daß der Klippenquarzit die Gesteine des Systems der Hörregrauwacken unterlagert und gewissermaßen den Kern des ganzen Hörrezuges bildet. Be-

sonders augenfällig wird diese Erscheinung freilich erst in der nordöstlichen Verlängerung des Hörrezuges, wo der Klippenquarzit aus der Hülle der Hörregrauwacken mehr und mehr heraustritt (Wollenberg bei Marburg, Kellerwald und Bruchberg-Ackerzug). Auf der etwa 300 km langen Linie zwischen Westerwald und Gommern bei Magdeburg bildet der Klippenquarzit (Wüstegartenquarzit, Bruchbergquarzit, Gommerner Quarzit[1]) ein anscheinend sehr mächtiges Gesteinsglied von durchaus einheitlichem petrographischen Gepräge[2]), das in ähnlicher linearer Erstreckung bei verhältnismäßig geringer oberflächlicher Verbreitung im mitteleuropäischen Palaeozoicum kaum seinesgleichen findet.

Daß der Klippenquarzit in der Hörre ein stratigraphisch selbständiges, erheblich älteres Schichtenglied gegenüber dem System der Hörregrauwacken bildet, ist schon daraus zu entnehmen, daß Gerölle des Klippenquarzites in den Transgressionskonglomeraten des Oberen Mitteldevons am Außenrande der Hörre massenhaft erscheinen, während die Gesteine des Grauwackesystems unter dem Geröllmaterial völlig fehlen. Während diese, wie wir sahen, eine besondere Facies des Oberdevons der nördlichen Lahnmulde bilden, muß der Klippenquarzit zum mindesten älter als obermitteldevonisch sein. Da ferner zwischen dem Oberen Mitteldevon und den Unterkoblenzschichten ähnliche Quarzite weder in der Lahn- und Dillmulde noch in dem benachbarten rheinischen Unterdevongebiet irgendwo bekannt sind, so kann man füglich weiter schließen, daß der Klippenquarzit auch älter als die rheinische Unterkoblenzstufe sein

[1]) A. Denckmann u. H. Potonié, Bericht über eine in das Gommerner Quarzitgebiet ausgeführte gemeinsame Exkursion. Dies. Jahrb. 1900, S. XCIV.

[2]) Für eine solche diskordante Anlagerung und für die selbständige stratigraphische Stellung des Quarzitsystems gegenüber dem Grauwackensystem spricht schon äußerlich der Umstand, daß die jetzt allgemein mit den Hörregrauwacken identifizierten Schichten (Urfer Schichten des Kellerwaldes, Tannergrauwacke des Unterharzes) — ihre Altersgleichheit vorausgesetzt — sich je weiter nach NO um so mehr (infolge Einschaltung anderer Schichten) vom Quarzitzuge loslösen, was bei der Einheitlichkeit des tektonischen Baues entschieden gegen eine stratigraphische Zusammengehörigkeit spricht.

muß. Die weiter unten folgenden Beobachtungen in dem nördlich anschließenden Gebiete (Bl. Rodheim) bestätigen diese Auffassung; auch hier steht der Klippenquarzit den übrigen Hörregesteinen völlig selbständig gegenüber und ist nach seiner Lagerung zweifellos älter als die Unterkoblenzstufe.

Die übrigen Hörregesteine (System der Hörregrauwacke) sind demnach trotz ihrer anscheinenden Anlagerung an den Quarzit in der Hörre von ihm durch eine große Schichtenlücke getrennt und müssen das System des Klippenquarzites ungleichförmig überlagern[1]). Ihr fremdartiger Charakter gegenüber dem Devon der Muldenschichten tritt dort besonders hervor, wo sie in unmittelbarer Anlehnung an den Klippenquarzit erscheinen. Südwestlich der Dill, wo der Klippenquarzit allmählich unter der Oberfläche verschwindet, geht auch das selbständige Gepräge des Grauwackesystems nach und nach verloren, und es vollzieht sich der oben geschilderte Übergang in die Oberdevonfacies am Nordrande der Lahnmulde. Man kann dementsprechend das System der Hörregrauwacken im Gegensatz zum Oberdevon der Lahnmulde (Muldenfacies) auch als Horstfacies bezeichnen oder im Gegensatz zu den Kernschichten der Hörre (System des Klippenquarzites) als jungdevonische Deckschichten der Hörre[1]).

III. Die Entwicklung der Horstfacies östlich der Hörre.

In dem bisher betrachteten Gebiete (Nordwestrand der Lahnmulde, Südostrand der Dillmulde) fanden sich die Hörreschichten nur in Verbindung mit oberdevonischen Gesteinen des Muldengebietes. Mit der Annäherung an den Ostrand des Gebirges

---

[1]) Zu der beigefügten Kartenskizze ist hiernach noch erläuternd zu bemerken, daß als »Muldenschichten« sämtliche Gesteine der oben unterschiedenen Zonen (Muldenzone, Randzone usw.) in der Lahn- und Dillmulde zusammengefaßt sind. Als Scheide steht zwischen den beiden Gebieten der Muldenfacies die Horstfacies oder Hörrefacies, die, wie weiter unten noch gezeigt wird, am Ostrande des Gebirges nicht nur oberdevonische Gesteine, sondern auch Glieder des älteren Devons in einer von der Muldenfacies deutlich abweichenden Ausbildung enthält.

(Bl. Rodheim, Gladenbach usw.) ändert sich das Bild. Die breite Culmtafel des Lemptales verschwindet nach Osten an großen Verwerfungen in der Gegend von Frankenbach. Die Lahnmuldenschichten, zwischen Dilltal und Biebertal entlang großen flachen Überschiebungen weit über die Culmtafel bezw. die unterlagernden Schichten am Nordrande der Lahnmulde überschoben, spitzen sich am Südabhange des Dünsberges zwischen der Horstfacies im Norden und dem Unterdevon am Südostrande der Mulde nahezu ganz aus[1]).

Mit dem Verschwinden der Culmtafel des Lemptales und der Zuspitzung der Lahnmuldenschichten nach Osten gewinnen die nördlich vorgelagerten Schichten der Horstfacies rasch an Breite. Diese Erscheinung würde noch deutlicher hervortreten, wenn man sich die das Oberdevon transgredierend überlagernde obercarbonische Krofdorfer Grauwacke abgedeckt denkt. Die Horstfacies nimmt am Ostrande des Gebirges den ganzen nördlichen Teil von Blatt Rodheim, nahezu das ganze Blatt Gladenbach, den größten Teil von Blatt Buchenau und die Westränder der Blätter Marburg und Niederwalgern ein[2]).

Es wurde soeben schon bemerkt, daß auf der beifolgenden Kartenskizze in diesem östlichen Gebiete unter den Schichten der Horstfacies mehr enthalten ist, als dem Umfang des »Hörresilurs« im Westen entspricht, und als von E. Kayser bei Fortführung der Aufnahmearbeiten über die Blätter Ballersbach und Oberscheld nach Osten hinaus mit dem Hörresilur vereinigt wurde. So sind von E. Kayser große Gesteinszüge als Unteres Mitteldevon ausgeschieden[3]); daneben erscheinen die be-

[1]) Kleine Schollen von Muldenschichten erscheinen noch in einzelnen Aufbrüchen unter der Grauwacketafel des Krofdorfer Waldes.

[2]) E. Kayser, Bericht über die Aufnahme auf Blatt Gladenbach. Archiv d. Geol.-L.-A. Berlin. Lief. 212 der Geol. Spezialkarte von Preußen, Berlin 1915. — H. Lieber, Beiträge zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg. Bamberg 1917.

[3]) Auf Bl. Gladenbach zwischen Weidenhausen, Bellnhausen und Gladenbach, ferner zwischen Rodenhausen, Lohra und Mornshausen; auf Bl. Rodheim zwischen Mudersbach und Erda sowie zwischen Hohensolms und dem Biebertal.

reits oben (S. 6) aufgezählten Unterdevonzüge. Das ganze in Rede stehende Gebiet enthält demnach zufolge der KAYSERschen Auffassung, abgesehen von den paläontologisch und petrographisch sicher gekennzeichneten Schichtengliedern des Oberen Unterdevons, die auch auf der beiliegenden Übersichtskarte besonders hervorgehoben wurden, nur Silur und Unteres Mitteldevon, während Oberes Mitteldevon und Oberdevon bis auf schwache Andeutungen fehlen. Als Kriterium für die Trennung von Silur und Unterem Mitteldevon dienten KAYSER in erster Linie die Faunen der Kalkeinlagerungen in den petrographisch sehr mannigfach entwickelten Gesteinen; wo sich Versteinerungen fanden, zeigten sie untermitteldevonischen Charakter und wurden daher mit den begleitenden Gesteinen, vorwiegend dunklen Tonschiefern, zum Unteren Mitteldevon gezogen. Gewisse plattige dichte Kalke, meist innig mit Grauwacken und helleren Tonschiefern verbunden und stets versteinerungsleer (sog. Gladenbacher Kalk), wurden entsprechend den Verhältnissen in der Hörre mit den begleitenden Gesteinen zum Silur gestellt.

Wie unsicher indessen bereits dieser Trennungsversuch war, stellte sich bald heraus, als sich nachträglich in Kalken, die mit den begleitenden Schiefern und Grauwacken zum Silur gezogen waren, mehrfach die Fauna des Unteren Mitteldevons fand. Als ein weiteres Anzeichen konnte nach den Erfahrungen im eigentlichen Hörrezuge noch das Fehlen (im Silur) oder Vorhandensein (im Unteren Mitteldevon) von Diabasen innerhalb der einzelnen Gesteinszüge gelten; während aber im Westen tatsächlich im Bereiche der Hörregesteine Diabase fehlen, stellen sie sich im Osten an verschiedenen Stellen auch innerhalb typischer Hörregesteine ein. Auch die Benutzung gewisser charakteristischer Gesteine (Kieselschiefer, plattige Quarzite usw.) zur Trennung beider Schichtengruppen versagt im Osten vollkommen, da hier nicht nur das »Silur«, sondern auch das von KAYSER zum Unteren Mitteldevon gezogene Schichtensystem sowohl Kieselschiefer wie Quarzite enthält.

So liefen schließlich im Osten zwei nach KAYSER im Alter weit getrennte Schichtenfolgen (Silur und Unteres Mitteldevon) in häufiger Ablösung nebeneinander her, die, abgesehen von dem Überwiegen von Grauwacken im »Silur« und dem Überwiegen von Tonschiefern mit fossilführenden Kalken im Unteren Mitteldevon, keinerlei sichere Trennungsmerkmale aufwiesen. Die Unterdevonzüge erscheinen innerhalb dieser beiden Schichtengruppen ohne jede Gesetzmäßigkeit, bald als Horste im Unteren Mitteldevon, bald als Grabeneinbrüche im Silur.

Gestützt auf die Beobachtungen im westlichen Teile des Hörrezuges (Bl. Merenberg, Weilburg, Herborn usw.) versuchte ich, zunächst unbekümmert um die von KAYSER vertretene Altersbestimmung und ausgehend von den großen, durch ihre reiche Fauna deutlich charakterisierten Unterdevonzügen, auf den Blättern Rodheim und Gladenbach zu einer stratigraphischen Gliederung der das Unterdevon begleitenden Schichtenfolge zu gelangen. Hierbei ergaben sich sehr bald folgende Gesetzmäßigkeiten:

1. Die Unterdevonzüge zeigen deutlichen Sattelbau; sie führen im Sattelkern zum Teil Unterkoblenzschichten und auf den beiden Flügeln Oberkoblenzschichten.
2. Innerhalb des Unterdevonzuges Kirchvers—Weipoltshausen tritt als Kern des aus Unterkoblenzschichten bestehenden Sattels Klippenquarzit auf, während er innerhalb der bisher zum Silur gerechneten Schichtenfolge bis auf ein beschränktes Vorkommen fehlt.
3. Fast in allen untersuchten Profilen folgen auf das Obere Unterdevon (Oberkoblenzschichten in rheinischer Facies) zunächst dachschieferartige Tonschiefer mit Kieselgallen (Grenzschichten zwischen Unter- und Mitteldevon), dann dunkle, rauhe, meist etwas kalkige und dann Styliolinen führende Tonschiefer (Tentaculitenschiefer) mit Einlagerungen dunkler krystalliner bezw. hellgrauer dichter Kalke. Vornehmlich den dunklen, krystallinen Kalken entstammen die an zahlreichen Stellen gefundenen spärlichen Reste einer Fauna des Unteren Mitteldevons.

Die rauhen, zum Teil kalkigen Tonschiefer gehen nach oben in ebenfalls dunkle, mehr kieselige und feste Tonschiefer mit Einlagerungen von buntfarbigen Kieselschiefern und dickbankigen schwarzen Lyditen über. Dann folgen graue, glatte Tonschiefer mit Einlagerungen von dichten, hellgrauen, völlig fossilleeren Plattenkalken (Typus Gladenbacher Kalk) und plattigen quarzitischen Grauwacken, und endlich, die Hauptmasse des oberen Horizontes bildend, plattige, meist feinkörnige Grauwacken, die mit Tonschiefern wechsellagern und wie diese, reichlich Pflanzenreste führen (Typus der Hörregrauwacke). Als eine besondere Ausbildung der grauen, glatten Tonschiefer dieses Horizontes erscheinen an zahlreichen Stellen grüne und rote Tonschiefer, die, abgesehen von ihrem etwas rauheren Habitus den Cypridinenschiefern des Muldengebietes völlig gleichen. In ihrer Nachbarschaft zeigen auch die sonst meist schwarzen, lyditartigen Kieselschiefer bunte (rote, violette und grüne) Färbung. Die buntgefärbten Tonschiefer und Kieselschiefer bilden offenbar, ähnlich wie im Westen bei Obershausen (Bl. Merenberg), ein Übergangsglied zwischen dem Oberdevon der Muldenfacies und der Horstfacies der Hörregesteine. Sie lehnen sich in ihrer petrographischen Beschaffenheit eng an das Oberdevon der östlichen Lahnmulde (zwischen Wetzlar und dem Biebertal) an.

Da die unter 3. aufgeführte Schichtenfolge bei Frankenbach und weiter westlich von Culm (mit Konglomeraten und Culmkalkgeröllen an der Basis) transgredierend überlagert wird, so folgt, daß sie in ihrer Gesamtheit das Mittel- und Oberdevon vertritt.

Für die spezielle stratigraphische Gliederung der soeben beschriebenen Schichten können folgende Gesichtspunkte gelten. Die Schichtenfolge der rauhen Tonschiefer mit den fossilführenden Kalkeinlagerungen vertritt in der Hauptsache das Untere Mitteldevon; sie ist mit dem obersten Unterdevon stratigraphisch

aufs engste verknüpft, da die Oberen Koblenzschichten in diesem Gebiete vorwiegend aus dunklen dachschieferartigen Tonschiefern mit Kieselgallen bestehen, und Kieselgallen auch in dem untersten Teil der Tentaculitenschiefer örtlich recht häufig verbreitet sind.

Die Eruptivbildungen des Oberen Mitteldevons, in der Lahn- und Dillmulde zu gewaltigen Mächtigkeiten angehäuft, fehlen in der oben charakterisierten Schichtenfolge des Horstgebietes bis auf wenige Spuren ganz; immerhin ist zu bemerken, daß an einigen Stellen innerhalb der einförmigen Tonschieferserie tuffreiche Kalkeinlagerungen erscheinen, deren spärliche Faunen auf eine Riffkalkfacies im Gegensatz zu der Cephalopodenfacies und Tentaculitenfacies der untermitteldevonischen Kalke deutet. Ein Kalkvorkommen dieser Art ist bereits auf Blatt Herborn in der Nähe von Greifental von E. Kayser festgestellt worden[1]); gleichaltrig mit ihm ist der bekannte Pentamerusquarzit von Greifenstein, der, bisher nur als Geröll bekannt, einen verkieselten obermitteldevonischen Riffkalk darstellt[2]). Ähnliche Riffkalkvorkommen treten auf Blatt Oberscheld, namentlich nördlich von Offenbach, meist innig verwachsen mit dem unterlagernden Unterdevon und in engster Anlehnung an das Hörresilur, ferner bei Weipoltshausen (Bl. Gladenbach)[3]) auf. An der letztgenannten Stelle ist das Alter dieser Kalke auch durch das Auffinden von *Stringocephalus Burtini* sichergestellt worden. Südlich von Altenvers (Bl. Gladenbach) ruhen tentaculitenreiche kalkige Tonschiefer mit *Stringocephalus Burtini* in geringer Mächtigkeit zwischen Unterem Mitteldevon und Kalken.

[1]) Vergl. H. Lotz, *Pentamerus*-Quarzit und Greifensteiner Kalk. Dies. Jahrb. 1900, S. 64 ff. Erl. Bl. Herborn, S. 13. Derartige Einschaltungen von Schichten des Oberen Mitteldevons beweisen übrigens, daß auch im westlichen Teile des Horstgebietes ältere als oberdevonische Schichtenglieder unter dem System der Hörregrauwacke enthalten sind.

[2]) Vergl. auch Beushausen, Zur Frage nach dem Alter des *Pentamerus rhenanus* F. Roem. Dies. Jahrb. 1899, S. 173.

[3]) Vergl. Herrmann, Über das Palaeozoicum am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat., Wiesbaden 1911, Bd. 64. Sep. ebenda, S. 47.

mit der Fauna des Unteren Oberdevons[1]). In dem ganzen hier zu betrachtenden Gebiete scheint also das Obere Mitteldevon im Gegensatz zum Muldengebiete nur sehr geringe Entwicklung zu besitzen und auf Vorkommen der erwähnten Art beschränkt zu sein. Die Hauptmasse der oben aufgezählten Schichten, die fossilleeren kieseligen Tonschiefer mit Kieselschiefereinlagerungen, ferner der grauen glatten Tonschiefer mit Plattenkalken (Gladenbacher Kalk), die plattigen quarzitischen Grauwacken und pflanzenführenden Grauwacken (Hörregrauwacken), wäre demnach auch im Gebiete östlich der Hörre ins Oberdevon zu versetzen.

Obwohl sich hiernach rein petrographisch wohl eine Grenze zwischen den mitteldevonischen und den oberdevonischen Gesteinen (System der Hörregrauwacke) durchführen ließe[2]), habe ich doch beide auf der Übersichtskarte zusammengezogen, da sie, wie soeben kurz geschildert, in ihrer Gesamtheit als besondere Facies den Schichten des Muldengebietes gegenüberstehen, und bezeichne die ganze Schichtenfolge als Horstfacies.

Wir kommen danach zu folgender Gegenüberstellung des Schichtenbaues in den Muldengebieten und im Horstgebiet:

1. Die Muldenfacies. Sie gliedert sich in der Lahnmulde und ähnlich in der Dillmulde in eine Muldenzone, eine nördliche und südliche Randzone. In der Muldenzone ruht das Obere Mitteldevon normal auf Unterem Mitteldevon und ist in einer Mächtigkeit von zum Teil über 1000 m aus Eruptivbildungen mit mächtigen Riffkalkzügen aufgebaut; darüber folgt Oberdevon, zu unterst vorwiegend kalkig (Adorferkalk), im oberen Teil vorwiegend schiefrig (Cypridinenschiefer) entwickelt. In den Randzonen transgrediert Oberes Mitteldevon über Unterdevon; im Oberdevon macht sich namentlich im Westen

[1]) H. Lieber, a. a. O. S. 19. Vergl. daselbst auch die Entwicklung des Oberen Mitteldevons auf Bl. Buchenau.

[2]) Zu einer sicheren faunistischen Abgrenzung reichen die sporadischen, bisher aufgefundenen Faunen des Oberen Mitteldevons und Oberdevons nicht aus.

eine deutliche Vermischung der Muldenfacies mit der Horstfacies geltend. Die Schichten des Culms folgen in der Muldenzone ohne Diskordanz und Lücke auf das oberste Oberdevon, transgredieren dagegen mit ihren höheren Stufen über die Schichten der Horstfacies (Nordrand des Lemptales).

2. Horstfacies. Auf das in rheinischer Facies entwickelte Unterdevon (Unterkoblenz- und Oberkoblenzschichten) folgt Unteres Mitteldevon in einer der Muldenfacies noch ziemlich nahe verwandten Entwicklung, aber mit erheblich stärkerem Einschlag von böhmischen Faunenelementen. Besonders deutlich tritt dieser Unterschied in gewissen fossilführenden Kalkeinlagerungen des Horstgebietes, namentlich dem sogenannten Greifensteiner Kalk, hervor, dessen sämtliche bisher bekannt gewordenen Fundstellen auf das Horstgebiet bezw. dessen unmittelbare Nachbarschaft beschränkt sind. Auf ihre Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte des Horstgebietes wird unten noch zurückzukommen sein.

Das Obere Mitteldevon, im Muldengebiete durch die gewaltige Aufhäufung von Diabasergüssen und Diabastuffen und durch mächtige Riffkalkzüge vertreten, ist nur äußerst schwach entwickelt und zeigt in seinen Kalken nur einen schwachen Anklang an die mächtigen Riffkalke der Nachbarschaft. Die Fauna des Oberen Mitteldevons im Horstgebiete nimmt, wie weiterhin gezeigt werden soll, gegenüber dem Muldengebiete ebenfalls eine selbständige Stellung ein und ist durch gewisse, dem Muldengebiete fremde Formen charakterisiert (u. a. *Pentamerus rhenanus.*).

Auf die Kalke und Schiefer des Oberen Mitteldevons folgt örtlich unmittelbar ein Kalk mit der Fauna des Oberdevons (Altenvers[1])), sodann die ganze Schichtenfolge der dunklen kieseligen Tonschiefer mit Kieselschie-

[1]) H. Lieber, a. a. O. S. 19.

fereinlagerungen, der bunten Tonschiefer und der glatten Tonschiefer mit Plattenkalken, pflanzenführenden Grauwacken usw. von denen zum mindesten die letztgenannten Gruppen das höhere Oberdevon vertreten müssen. Diese zeigen gegenüber den älteren Schichtengliedern übergreifende Lagerung; denn sie ruhen teils auf fossilführendem älteren Oberdevon, teils auf Mitteldevon oder Oberem Unterdevon, im engeren Hörregebiete sogar, wie wir sahen, unmittelbar auf dem System des Klippenquarzites.

In dieser ganzen jüngeren Schichtenfolge haben sich bisher Versteinerungen, abgesehen von zahlreichen Pflanzenresten, nicht gefunden. Die Pflanzenreste finden sich hauptsächlich, und stellenweise massenhaft, in den Grauwacken und in gewissen, die Grauwacken begleitenden plattigen Tonschiefern, wie sie z. B. früher bei Sinn an der Dill in ausgedehnten Dachschieferbrüchen gewonnen wurden. Sie verdienen noch eine besondere Erwähnung, weil die kleine, aber besonders gut erhaltene Flora aus den Sinner Plattenschiefern in der Palaeobotanik bis heute ein viel umstrittenes Objekt gebildet hat.

Von POTONIÉ wurde die Sinner Flora zusammen mit der völlig gleichartigen Flora, die sich in gewissen zur Tanner Grauwacke gerechneten Grauwacken des Unterharzes fand, auf Grund der von geologischer Seite[1]) vertretenen Altersbestimmung dieser Schichten als silurische Flora aufgeführt[2]). Den Einspruch, der gegen diese Altersbestimmung von anderer Seite erhoben wurde, fühlte POTONIÉ offenbar selbst heraus. Ich führe diese Bedenken hier etwas ausführlicher an, weil sie mir eine Stütze für die hier vertretene Altersbestimmung der Hörredeckschichten zu bieten scheinen und die Umdeutung, die das System der Hörregrauwacken nach den obigen Ausführungen inzwischen auch vom geologischen Gesichtspunkte aus erfahren hat, mit sicherem Blick vorausahnten.

[1]) L. BEUSHAUSEN, E. HOLZAPFEL u. E. KAYSER, Bericht über eine gemeinschaftliche Studienreise. Dies. Jahrb. 1896, S. 278 ff.

[2]) H. POTONIÉ, Die Silur- und die Culmflora des Harzes und des Magdeburgischen. Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F., Heft 36. Berlin 1901.

Potonié schreibt in der Schlußbetrachtung seiner angeführten Arbeit (S. 169, 170), nachdem er auf die auffällige Übereinstimmung der Bothrodendraceen-Flora der Tanner Grauwacke (und des Sinner Plattenschiefers) mit der oberdevonischen Flora von Kiltorkan in Schottland und der Bäreninsel hingewiesen hat:

»Demnach wäre unsere Bothrodendraceen-Flora älter als Culm, auch als Unterculm, und könnte bis auf Weiteres aus den angegebenen Gründen als oberdevonisch angesehen werden. Dem stehen nun aber — wie schon S. 4 ff. angedeutet — nach den Untersuchungen der Herren Koch und Beushausen im Harz und Denckmann im Kellerwalde wichtige und ausschlaggebende Bedenken entgegen. Die Genannten haben also den Schluß gezogen, daß die ältere Grauwacke des Harzes (Tanner Grauwacke der sog. Sattelaxe) mit dem Plattenschiefer gewissen sicher zum Silur zu stellenden Schichten des Kellerwaldes entspricht und demnach auch zum Silur gehört.

Der Pflanzenpaläontologe befindet sich demnach in einer prekären Lage. Legt er Kiltorkan und die Bäreninsel zugrunde, so würde er geneigt sein, die Harzer Bothrodendraceen-Schichten zum Oberdevon zu stellen; richtet er sich jedoch nach der Folgerung der preußischen Geologen, so muß er sie als silurisch hinnehmen, also vor der Hand zu dem Schluß geführt werden, daß die Bothrodendraceen-Flora vom Silur bis zum Oberdevon gereicht hat.«

Gegen diese von Potonié offenbar auch nur widerstrebend gezogene Folgerung wendet sich Nathorst gelegentlich einer neuen Bearbeitung der Flora der Bäreninsel, indem er, nach einem Vergleich der harzer und rheinischen Flora mit der von Kiltorkan und der Bäreninsel, schreibt[1]):

»Alles spricht also entschieden dafür, daß die pflanzenführende Tanner Grauwacke zum Oberdevon gehört. Potonié hat dies nicht übersehen; er hebt in der Tat selbst die große Ähn-

[1]) A. G. Nathorst, Zur oberdevonischen Flora der Bäreninsel. Kongl. Svenska Vet. Ak. Handl., Bd. 36, Nr. 3. Stockholm 1902, S. 49—50.

lichkeit mit dem Oberdevon hervor, und würde ganz gewiß die Flora für eine oberdevonische erklärt haben, wenn nicht die Geologen anderer Meinung gewesen wären. . . . POTONIÉ schließt sich dieser Auffassung [des silurischen Alters der Schichten] an.«

»Diesem Schluß kann ich nicht beipflichten und mir stellt sich die Sache anders. Es wäre doch, meiner Meinung nach, sonderbar, wenn die Bothrodendraceen mit ihren großen Knorrien, falls die Harzflora silurisch wäre, in keinen anderen Silurschichten der ganzen Welt als in denen des Harzes vorkommen sollten. Warum finden sie sich nicht in den wirklich obersilurischen Schichten von Schweden, England und Böhmen? Solange die betreffenden Arten außerhalb des Harzes nur im Oberdevon gefunden sind, müssen auch die Schichten des Harzes, in denen sie vorkommen, dem Oberdevon zugezählt werden, denn die paläontologischen Charaktere sind es doch, die den Ausschlag in Sachen des geologischen Alters zu geben haben. In solchen Fällen, wo es sich, wie hier, um sehr gestörte Schichtenreihen handelt, ist es ja mehrmals vorgekommen, daß die Geologen ihre Schlußfolgerungen nicht mit den paläontologischen Dokumenten haben in Einklang bringen können. So ist es in Schweden, England, in den Alpen usw. einmal gewesen; mit den Fortschritten der Forschung sind die Erscheinungen aber endlich aufgeklärt worden, und die paläontologischen Entscheidungen haben sich dabei immer richtig erwiesen. So dürfte es auch hier gehen; es ist also nur noch eine »Umdeutung« der geologischen Verhältnisse der Tanner Grauwacke nötig, um ihre Stellung als oberdevonisch erklären zu können. Solange nicht eine ähnliche Bothrodendraceenflora in unbestrittenen Silurablagerungen gefunden ist, und das wird wohl niemals geschehen, betrachte ich dieselbe mithin als einen Beweis für oberdevonisches Alter.«

Hinzuzufügen wäre noch[1]), daß die in ihrer Altersstellung sicher festgelegte mitteldevonische Flora Mittelböhmens gegenüber der Bothrodendraceenflora ein wesentlich älteres Gepräge

[1]) Nach einer mir von Herrn GOTHAN mündlich gemachten Mitteilung.

aufweist. Damit stößt auch die von POTONIÉ erwogene Möglichkeit, daß die Bothrodendraceenflora Mitteleuropas unverändert vom Obersilur bis zum Oberdevon fortbestanden haben könne, auf unüberwindliche paläontologische Schwierigkeiten.

IV. Die Beziehungen des Kellerwaldsilurs zum Schichtensystem des Horstzuges der Hörre.

Ich habe es bisher[1]) nach Möglichkeit vermieden, über den Bereich der eigenen Beobachtungen hinaus Vergleiche zu ziehen und aus der Umdeutung, die nach den mitgeteilten Beobachtungen das System der Hörregrauwacken gegenüber der bisherigen Auffassung erleidet, Schlüsse über die Altersstellung derjenigen Schichten herzuleiten, die nach der Aufstellung der Silurstratigraphie im Kellerwalde mit dem System der Hörregrauwacken als altersgleich betrachtet worden sind.

Nachdem indessen die 1901[2]) von DENCKMANN aufgestellte Altersfolge der Silurschichten im Kellerwalde, auf die sich die Altersdeutung der zum Silur gezogenen Schichten des benachbarten Rheinischen Gebirges, ähnlich wie im Unterharze, stützte, inzwischen eine nicht unwesentliche Abänderung erfahren hat[3]), erscheint ein kurzes Eingehen auf die dadurch geänderte Sachlage berechtigt.

1901 gab DENCKMANN folgende Gliederung der von ihm zum Silur gestellten Schichten:

3. System der Steinhorn-Schichten:
- d) Klüftiger Plattenkalk (mit *Hercynella*, *Patrocardium*, *Monograptus*);
- c) Obere Steinhornschichten (mit *Phacops*-Arten, *Monograptus* usw.);
- b) Untere Steinhornschichten (mit *Monograptus* und *Cardiola interrupta* = tieferes E_2 Böhmens);
- a) Gilsakalk (mit *Phacops*, *Dalmanites* und *Agoniatites*).

---

[1]) In den früheren Veröffentlichungen und dem eingangs erwähnten Vortrage im Jahre 1913.

[2]) Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F., Heft 34, S. 23.

[3]) A. DENCKMANN, Über LOSSEN's Kalkgrauwackenzone im Selkegebiet des Blattes Harzgerode und einiger Nachbargegenden. Dies. Jahrb. 1915, I, S. 249 ff.

Rücklingschiefer.

2. System des Kellerwald-Quarzites	c) Grauwackensandstein des Ortberges; b) Wüstegartenquarzit; a) Schiffelborner Quarzite und Kieselschiefer.

Möscheider Schiefer (mit Tentaculiten, Orthoceren usw.).

1. System der Urfer Schichten	e) Dünnplattiger Tonschiefer, Grauwackenschiefer und Grauwacken (Reste von Landpflanzen); d) Graptolithenschiefer, Kieselschiefer usw.; c) Densberger Kalk (in kalkigen Einlagerungen *Monograptus*); b) Grauwacken, Kieselgallenschiefer und Kieselschiefer des Königsberges (z. T. mit Landpflanzen); a) Plattenschiefer mit Pflanzenresten;

Hundshäuser Grauwacke (dazu fraglich die Schichten des Alten Teiches bei Möscheid) mit *Retiolites*.

Diese Einteilung gründete sich zunächst im wesentlichen auf die Beobachtungen über die Lagerung der einzelnen Schichtenglieder zu einander und auf die petrographischen Merkmale der bezeichnenden Gesteine.

Sieht man von der noch fraglichen Stellung der Hundshäuser Grauwacke und der Möscheider Schiefer ab und vereinigt die das unmittelbare Liegende der Steinhornschichten bildenden Rücklingschiefer mit dem System der Steinhornschichten, so umfaßt das Kellerwaldsilur im wesentlichen drei Gruppen: Eine untere (vorwiegend pflanzenführende Grauwacken, Kieselschiefer und graptolithenführende Tonschiefer), eine mittlere (vorwiegend Quarzite, untergeordnet Grauwackensandsteine und Kieselschiefer) und eine obere (vorwiegend graptolithenführende Tonschiefer, Kieselgallenschiefer, Pelecypoden- und Goniatitenkalke umfassend).

Erst die vor kurzem durch R. WEDEKIND in Angriff genommene Bearbeitung der Fauna des Kellerwaldsilurs[1]) gestattete

---

[1]) Paläontologische Beiträge zur Geologie des Kellerwaldes. Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F., Heft 69, Berlin 1914.

eine auf paläontologischer Grundlage beruhende Nachprüfung dieser Altersfolge. Die Bestimmung der von Denckmann in den einzelnen Silurhorizonten gesammelten Graptolithen, die bei ihrem leitenden Charakter besonders zu stratigraphischen Vergleichen geeignet erscheinen, führte (a. a. O. S. 14) zu folgender Gleichstellung der Kellerwaldhorizonte mit den Stufen des englischen Silurs.

Kellerwald	England
Obere Steinhornschichten Untere Steinhornschichten	Mittlerer Ludlow Unterer Ludlow
Lücke	Wenlock
Graptolithen-Schichten des alten Teiches Lücke	Tarrannon
Graptolithen-Schiefer der Urfer Schichten	Llandovery

Die sich hieraus ergebenden Schwierigkeiten für das 1901 aufgestellte und später bezüglich der Schichten des alten Teiches[1]) geänderte Silurprofil bestehen einmal darin, daß die Schichten des alten Teiches erheblich älter sein müssen als die Unteren Steinhornschichten und von diesen durch das ganze Wenlock getrennt werden. Danach würde also die nur schwach entwickelte Schichtenfolge Teichschichten—Steinhornschichten das ganze Obersilur vom Tarannon bis Mittel-Ludlow umfassen, während andererseits für die mächtige Schichtenfolge unter den Teichschichten (Rücklingschiefer, Ortberggrauwacke, Wüstegartenquarzit, Schiffelborner Schichten) nur ein kleiner Zeitraum zwischen Unter-Tarannon und Ober-Llandovery verbliebe.

Hinzu kam, daß Denckmann im Unterharze neuerdings in Begleitung von Lossen's Kalkgrauwackenzone, und zwar im oberen Horizonte dieser Grauwacken, der gewissen grob-

[1]) Nach der späteren Auffassung Denckmann's sollen die Schichten des Alten Teiches den unteren Steinhornschichten entsprechen (1914, S. 263).

klastischen Grauwacken der Urfer Schichten des Kellerwaldes (Grauwacken des Königsberges und Schloßberges) entsprechen soll, Graptolithen des Unter-Ludlow fand, was auf den Kellerwald übertragen bedeuten würde, daß die Graptolithenfauna der Urfer Schichten das ganze Obersilur vom Llandovery bis Unter-Ludlow umfassen würde[1]). DENCKMANN zieht hieraus unter Aufgabe des 1901 aufgestellten einheitlichen Silurprofils den Schluß, daß im Kellerwalde zwei selbständige, faciell verschiedene und räumlich ursprünglich getrennte Entwicklungen des Obersilurs bestehen:

1. Facies der Urferschichten (vorwiegend Grauwacken) mit Graptolithen vom Llandovery bis[2]) Unter-Ludlow;
2. Facies der Steinhornschichten (vorwiegend Graptolithenschiefer, Kieselgallenschiefer und Knollenkalke) mit Graptolithen vom Tarannon bis[3]) Mittel-Ludlow.

Daraus würde sich aber die Notwendigkeit ergeben, daß das Schichtensystem des Kellerwaldquarzites nicht, wie nach der Auffassung von 1901, jünger, sondern älter als das System der Urferschichten sein muß und wahrscheinlich überhaupt das älteste Silur des Kellerwaldes darstellt, was auch DENCKMANN a. a. O. als Möglichkeit offen läßt. Das System der Urferschichten, das sich im Kellerwalde südlich des Gilsatales als eine geschlossene Masse zwischen das System der Steinhornschichten im Süden und die Rücklingschiefer des Kellerwaldes im Norden einschiebt, würde demnach innerhalb der geschlossenen und bodenständigen Silurfolge ein ortsfremdes Schichtensystem bilden, das möglicherweise als eine große wurzellose Scholle von Süden her über die bodenständige Facies der Steinhornschichten überschoben ist[4]).

Mit diesen wichtigen von DENCKMANN, vorläufig allerdings noch bedingt ausgesprochenen Schlüssen gerät die bisherige

---

[1]) a. a. O. 1914, S. 262.
[2]) Vorläufig fehlt der Nachweis von Tarannon und Wenlock.
[3]) Vorläufig fehlt der Nachweis von Wenlock.
[4]) a. a. O. S. 267.

Silurstratigraphie des Kellerwaldes erheblich ins Schwanken, und die Rückschlüsse auf die Altersstellung der mit den Kellerwaldhorizonten gleichgestellten Gesteine des benachbarten Rheinischen Gebirges, die sich bisher auf die Silurstratigraphie des Kellerwaldes stützten, erleiden damit eine entsprechende Abänderung. Es ist nun nicht zu verkennen, daß die neue Auffassung DENCKMANN's eine wesentliche Annäherung an die von mir bereits 1913 vertretene Ansicht zeigt, wonach das System des Klippenquarzites (= Kellerwaldquarzit) unbedingt das älteste Gesteinsglied der Hörreaxe sein muß. Umgekehrt wird man jetzt zu der Schlußfolgerung geführt, daß das im Kellerwalde verbreitete fossilreiche Obersilur der Steinhornschichten, von dem bisher im Hörregebiete bis auf einen Punkt noch keine Andeutungen gefunden sind, nur in unmittelbarer Anlehnung an den Klippenquarzit, nicht aber in Verbindung mit den Hörregrauwacken zu erwarten sein wird.

Das System der Urferschichten, das sich beiderseits des Gilsatales entlang großen Störungen in das System der Steinhornschichten als ein petrographisch fremdes Element einschiebt, soll nach der neuen Auffassung DENCKMANN's möglicherweise eine wurzellose von Süden auf das System der Steinhornschichten überschobene Scholle einer ortsfremden Obersilurfacies sein, während die bisher mit den Urferschichten verglichenen, petrographisch verwandten Gesteine des benachbarten Rheinischen Gebirges nach den obigen Ausführungen jungdevonische Deckschichten des alten Hörrekernes darstellen, die nach Südwesten mehr und mehr in das normale rheinische Mittel- und Oberdevon übergehen. Es ergeben sich danach meines Erachtens nur zwei Möglichkeiten: Entweder, man findet sich mit dem allerdings schwer vorstellbaren Gedanken ab, daß auf eine einheitliche fossilführende Schichtenfolge von Obersilur eine gleichaltrige, petrographisch gänzlich verschiedene Schichtenfolge weit von Südosten her überschoben ist; dann kann der bisher gezogene Vergleich zwischen den Urferschichten des Kellerwaldes und dem System der Hörregrauwacken nicht richtig sein, und die

Ähnlichkeit zwischen beiden würde nur auf einem Zufall beruhen; oder aber, die Urferschichten des Kellerwaldes entsprechen den jungdevonischen Deckschichten der Hörre, sie bilden keine wurzellose Überschiebungsmasse auf bodenständigem Obersilur, sondern transgredieren über dasselbe, wie in der Hörre und im hessischen Hinterlande; dann müßte man annehmen, daß die innerhalb der Urferschichten gefundenen graptolithenführenden Schiefer Auffaltungen des silurischen Untergrundes darstellen[1].

In der Hörre erklärt sich nunmehr das Fehlen der fossilführenden Schichtenfolge des Obersilurs (System der Steinhornschichten) mit der übergreifenden Lagerung der devonischen Deckschichten der Hörre, die das unterlagernde Silur des Hörrekernes bis auf einzelne, schmale klippenartige Durchragungen von Klippenquarzit verhüllen.

V. Das Hercyn und ältere Rheinische Devon im Horstgebiete.

Die bisherigen Betrachtungen haben zu der Vorstellung geführt, daß der zwischen Lahn- und Dillmulde gelegene Hörrezug im Kerne aus vordevonischen (silurischen) Schichten besteht und während der jüngeren Devonzeit ein nach Südwesten sich verjüngendes, nach Nordosten dagegen am Rande des Gebirges sich rasch verbreiterndes Horstgebiet zwischen den beiden Muldengebieten gebildet hat, über das die einzelnen Schichten des Oberen Mitteldevons, Oberdevons und Culms mehrfach transgredierend übergreifen.

Da der alte Kern dieses Horstes westlich der Dill unter den jungdevonischen Deckschichten ganz verschwindet, nach Osten und Nordosten bis zum Rande des Gebirges sich jedoch

[1]) Nur nebenbei sei bemerkt, daß durch die neue Auffassung Denckmann's auch die Frage des Alters der Möscheider Schiefer in ein neues Licht gestellt wird. Diese kieselgallenführenden tentaculitenreichen Tonschiefer wurden ursprünglich von Denckmann dem Mitteldevon zugestellt und erst später (dies. Jahrb. 1899, S. 300 ff.) zwischen dem System des Kellerwaldquarzites und die Urferschichten eingereiht, weil sie in der Hauptsache auf der Südseite des Kellerwaldes zwischen dem System des Kellerwaldquarzites und den Urferschichten entwickelt sind.

mehr und mehr aus der jüngeren Umhüllung heraushebt, so ist es verständlich, daß in letzterer Richtung zunehmend ältere Gesteine im Horstgebiete erscheinen. Am vollständigsten ist der Kern des Horstgebietes im Kellerwalde entblößt. Hier gelang es infolgedessen DENCKMANN, nicht nur die reichgegliederte Schichtenfolge der obersilurischen Steinhornschichten über dem System des Kellerwaldquarzites nachzuweisen, sondern auch die unmittelbar über dem Obersilur folgenden Schichten des älteren Devons.

Diese ältesten Devonablagerungen des Kellerwaldes erscheinen in der aus dem Unterharz schon seit langem bekannten Ausbildung, als vorwiegend kalkige Facies mit böhmischer Fauna, für die sich die im Unterharz eingeführte, ursprünglich allerdings in anderem Sinne gebrauchte Bezeichnung »Hercyn« in den neueren Arbeiten mehr und mehr eingebürgert hat.

Auf die Entwicklung des Hercyns im Kellerwalde muß ich hier kurz eingehen. Die dort von DENCKMANN zum Teil in groß angelegten Schurfarbeiten festgelegte Schichtenfolge[1]) bildet noch heute die einzige sichere Unterlage für den Vergleich der im hercynischen Unterdevon an anderen Stellen nachgewiesenen Horizonte, da weder im klassischen Gebiete des Hercyns, in Böhmen, noch auch im Unterharze, wo es ebenfalls in räumlich viel größerer Verbreitung erscheint, bis heute sichere Anhaltspunkte für einen derartigen stratigraphischen Vergleich geschaffen sind.

Die drei wichtigsten von DENCKMANN festgestellten Profile (von O nach W aufeinander folgend: 1. Silberstollen bei Densberg; 2. Bernbachtal; 3. Steinhorn) zeigen unter sich innerhalb der Hercynschichten zwar mannigfache Abweichungen, die offenbar in der geringen Mächtigkeit der einzelnen Schichten und ihrem stark wechselnden faciellen Habitus eine Erklärung finden, stimmen aber darin überein, daß die hercynische Schichtenfolge als Ganzes stets über graptolithenführendem

[1]) Vergl. dies Jahrb. 1895, S. XXXIX ff.; 1896, S. 156 ff.; 1899, S. 320 ff.; Abh. N. F., Heft 34, 1901, S. 23 ff.

Obersilur beginnt, während sie nach oben teils von Michelbacher Schichten (Unterkoblenz in rheinischer Facies), teils unmittelbar von Culm transgredierend überlagert werden. Nachfolgend ist eine Gegenüberstellung der drei Profile versucht[1]):

	Silberstollen	Erbsloch	Steinhorn
		Culm, Kieselschiefer	Culm, Kieselschiefer
IV.		Rauhe Tonschiefer (Michelb. Schichten)	Rauhe Tonschiefer, Grauw., Quarzite der Michelb. Sch., übergreifend auf II
III.		1—10 m kalkige Hercyn-Grauwacke mit Geröllen von Cephalopoden- und körnigem Brachiopoden-Kalk	(Hercyngrauwacke an der Ostseite des Steinhorns)
II.	Körniger Kalk mit *Rhynchonella princeps* und *Rh. bifida*	Grünliche sandige und kalkige Tonschiefer mit Dalmaniten und Beyrichien	c) Dalmanitenschiefer (übergehend in b) b) Schönauer Kalk mit *Ag. fidelis*, 3—4 m (übergehend in a) a) Schiefer mit Linsen von körnigem Kalk, 1—10 m (*Rh. princeps*)
I.	Tentaculiten-Knollenkalk		Tentaculitenknollenkalk, 0,5 m (rötl. Cephalopodenkalk mit Goniatiten (?)-Resten)
Liegendes	Ob. Silur, Graptolithen-Schiefer	Ob. Silur, Rücklingschiefer (?)	Ob. Silur, klüftiger Plattenkalk, z. T. Ob. Steinhornschichten

Von diesen Gruppen bildet II die eigentliche hercynische Schichtenfolge; die Fauna von I läßt vorläufig keine sicheren Schlüsse bezüglich der Zugehörigkeit zum Unterdevon zu, obgleich Graptolithen bereits fehlen. III enthält bereits zahlreiche

[1]) Eine ähnliche Zusammenstellung hat letzthin Fr. Drevermann in seiner Besprechung der Hercynfrage gegeben (Bemerkungen zu den neueren Arbeiten über das Hercyn des Rheinischen Schiefergebirges. Geol. Rundsch. 1915, Bd. VI, S. 105 ff.).

rheinische Formen und bildet damit ein Übergangsglied vom Hercyn zum rheinischen Unterkoblenz.

Leider ist bis heute die paläontologische Bearbeitung des Fossilmaterials der Hercynschichten, mit Ausnahme der Fauna der Erbslochgrauwacke[1]), noch nicht erfolgt, so daß eine Altersfeststellung auf paläontologischer Grundlage für die einzelnen Schichten, zumal infolge des Fehlens sicher bestimmter Vergleichshorizonte, nicht möglich ist.

Denckmann äußert sich a. a. O. vorerst sehr zurückhaltend über die Altersfrage, weist aber doch darauf hin, daß die Fauna der Schönauer Kalke mit *Ag. fidelis*, *Ag. fecundus* usw., ebenso wie die Dalmaniten der Dalmanitenschiefer des Steinhorns und der liegenden Schichten, soweit ein Vergleich möglich erscheint, nur mit Formen des älteren rheinischen Devons, speziell des Hunsrückschiefers, verglichen werden können[2]).

Zu der gleichen Auffassung führt die Betrachtung über die Stellung der Erbslochgrauwacke. Im oberen Bernbachtale (Erbsloch) überlagert sie Dalmaniten- und Beyrichien-führende Hercynschiefer[3]), in dem Hauptschurfe des westlichen Steinhorns wurde sie zwischen den obersten Hercynschichten (Dalmanitenschiefer) und den jüngeren, transgredierenden Michelbacher Schichten nicht mehr beobachtet; an der Ostseite des Steinhornes, also in der Richtung auf das obere Bernbachtal, ist sie dagegen von Denckmann wieder beobachtet worden. Sie kann sich hier wohl nur zwischen die jüngeren Michelbacher Schichten und die liegenden Hercynschichten einschalten. Besonderes Interesse beansprucht die Fossilführung der kalkigen Grauwacke; sie enthält neben Formen des Unreinen Hercynkalkes (= Koniepruś-Kalk), wie *Rhynchonella princeps*, *Spirifer togatus*, *Dalmanites tuberculatus*, als einzige der Hercynhorizonte

---

[1]) P. Assmann, Die Fauna der Erbslochgrauwacke. Dies. Jahrb. 1910, I, S. 130.

[2]) 1899, S. 329.

[3]) 1896, S. 157, 158. Die Zugehörigkeit dieser Schiefer zum Hercyn wird allerdings 1901, S. 24 in Frage gestellt.

eine starke Beimischung von ausgesprochen rheinischen Formen (*Spirifer hystericus, Sp. Hercyniae, Rhynchonella daleidensis* usw.)[1]), die der Erbslochgrauwacke ihre Stellung etwa an der Grenze der Siegener Schichten und der Unterkoblenzstufe zuweisen[2]).

Vorläufig wird man also bis zur endgültigen Bearbeitung des Fossilinhaltes der Hercynschichten den auch von DENCKMANN vertretenen Standpunkt festhalten müssen, daß die hercynischen Schichten im Kellerwalde (1. Tentaculitenknollenkalk bezw. dalmanitenführende Tonschiefer, 2. unreiner Kalk mit *Rh. princeps*, 3. Schönauer Kalk, 4. Dalmanitenschiefer) das gesamte ältere Unterdevon umfassen, da sie wenigstens am Steinhorn scheinbar ohne Unterbrechung das oberste Silur (klüftige Plattenkalke = böhmische Stufe F_1) überlagern, während sie ihrerseits von der Erbslochgrauwacke, d. h. jüngsten Siegener Schichten bezw. ältestem Unterkoblenz, transgredierend und ungleichförmig überdeckt werden.

Die Einwanderung der rheinischen Fauna in den böhmischen Formenkreis des Obersilurs und Hercyns hat also im Kellerwalde mit einer Transgression an der Grenze der Siegener und Unterkoblenzstufe begonnen, wobei die kalkige Ausbildung der Grauwacke und der böhmische Einschlag der Fauna noch manche Anklänge an die bisher herrschende böhmische Facies aufweist. Unmittelbar darauf muß eine weitere Bewegung zur erneuten Meerestransgression geführt haben, denn die das Hercyn einschließlich der Erbslochgrauwacke übergreifend bedeckenden Michelbacher Schichten gehören ihrer Fauna nach ebenfalls noch zur Unterkoblenzstufe, zeigen aber im Gegensatz

[1]) P. ASSMANN glaubt (a. a. O., S. 170 ff.) sogar die Fauna der Erbslochgrauwacke als rheinische Fauna ansprechen zu müssen, dem steht aber der deutliche Anklang an die Formen des Unreinen Hercynkalkes gegenüber.

[2]) FR. DREVERMANN betonte (a. a. O. S. 109, 110) im Gegensatz zu ASSMANN u. a. die an die Siegener Stufe erinnernden Formen der Erbslochgrauwacke und ist dabei geneigt, ihr ein etwas höheres Alter zuzuweisen. Da sich aber Siegener und Unterkoblenzformen ungefähr das Gleichgewicht halten, erscheint die obige Deutung als die wahrscheinlichste.

zur Erbslochgrauwacke bereits nahezu unvermischte rheinische Fauna und lehnen sich auch petrographisch an die benachbarte rheinische Facies der Koblenzstufe an.

DIENST, der Bearbeiter der Fauna der Michelbacher Schichten[1]) hat gegen die von DENCKMANN und später auch von ASSMANN gemachte Annahme einer zweimaligen Transgression während der Unterkoblenzzeit Bedenken geäußert[2]), von der durch F. HERRMANN vertretenen Ansicht ausgehend, daß die Erbslochgrauwacke ein unmittelbares Äquivalent der unreinen Kalke mit *Rh. princeps* darstellt. Nach dieser Auffassung müßte der Schönauer Kalk und Dalmanitenschiefer jünger als die Erbslochgrauwacke sein, und es würde sich danach das allerdings unwahrscheinliche Bild ergeben, daß zwischen zwei Schichtenfolgen mit rheinischer Unterkoblenzfauna zwei hercynische Schichtenglieder mit rein böhmischer Fauna eingeschaltet wären, deren Ablagerung dann ebenfalls in die Unterkoblenzstufe fallen müßte. Für eine solche Auffassung fehlt aber im Kellerwalde jeder Anhalt, und auch die Beobachtungen HERRMANN's bei Marburg zwingen keineswegs, wie wir sehen werden, zu der Folgerung, daß die Erbslochgrauwacke (bezw. die Hercyngrauwacke von Hermershausen) älter als Schönauer Kalk und Dalmanitenschiefer sein muß.

Der Umstand allein, daß die Fauna des unreinen körnigen Kalkes mit *Rh. princeps* nach Ablagerung des Schönauer Kalkes und Dalmanitenschiefers nochmals in der jüngeren Erbslochgrauwacke erscheint, kann bei der Konstanz dieser Formen in der unterdevonischen Riffacies (Kalk von Konieprus) nicht wundernehmen und jedenfalls nicht als Beweis dafür gelten, daß die Erbslochgrauwacke älter als die heterop entwickelten Hercynschichten (Schönauer Kalk und Dalmanitenschiefer) sind.

Damit wird aber auch die von DIENST a. a. O. geäußerte Vermutung gegenstandslos, daß die Michelbacher Schichten —

[1]) P. DIENST, Die Fauna der Unterkoblenzschichten (Michelbacher Schichten) des oberen Bernbachtales bei Densberg im Kellerwalde. D. Jahrb. 1913, I, S. 539 ff.

[2]) a. a. O. S. 611.

als ein den Hercynbildungen gleichaltriges oder sogar älteres Schichtenglied in ortsfremder rheinischer Facies — nur durch tektonische Bewegungen (große Überschiebungen) in ihre heutige Lage, als das unmittelbare Hangende der Hercynstufe, gelangt sein können. DENCKMANN ist dieser Anschauung bereits unter Berufung auf die eindeutigen Lagerungsverhältnisse am Steinhorn entgegengetreten[1]).

Wir kommen danach zu folgendem Ergebnis: Im Bereiche der Horstregion des Kellerwaldes folgen auf das fossilführende Obersilur in böhmischer Facies wahrscheinlich ohne jegliche Lücke in der Ablagerung Schichten von Präkoblenzalter, ebenfalls in böhmischer Facies. Zeitlich ungefähr mit der Grenze der Siegener und Unterkoblenzstufe zusammenfallend, erfolgte erstmalig ein Einbruch rheinischer Facies in das bis dahin von der böhmischen Fauna beherrschte Gebiet (Transgression der Erbslochgrauwacke). Diesem ersten Einbruche folgte noch innerhalb der Unterkoblenzstufe ein weiteres Übergreifen der rheinischen Facies (Michelbacher Schichten), wobei die böhmischen Formen bis auf geringe Reste verschwanden. Das Untere Mitteldevon scheint sich im Kellerwalde ähnlich wie im Horstgebiete der Hörre ohne wesentliche Lücke an das Obere Unterdevon anzuschließen.

In dem im vorigen Abschnitt betrachteten Teile des Horstgebietes (Bl. Rodheim und Gladenbach) fanden wir eine lückenlose Schichtenfolge von Unterkoblenz- und Oberkoblenzschichten in rheinischer Facies mit reicher und unvermischter Fauna, die nach oben in die Tentaculitenschiefer des Unteren Mitteldevons übergehen. Der Übergang zwischen beiden Stufen wird dadurch besonders deutlich, daß sowohl die oberen Oberkoblenzschichten (dunkle dachschieferartige Tonschiefer) als auch die darüberfolgenden Tentaculitenschiefer an der Basis durch reichliche Einlagerungen von Kieselgallen ausgezeichnet sind (Um-

[1]) 1914, S. 263, Anmerkung 1. Vergl. auch DREVERMANN, a. a. O., S. 106, der auch besonders betont, daß die wichtige Voraussetzung für eine solche Annahme, die tatsächliche Beobachtung der hypothetischen Störungen, völlig fehlt.

gebung von Weipoltshausen und Altenvers). Die hercynische Schichtenfolge des Kellerwaldes würde man also im Hessischen Hinterlande nur im Liegenden der Unterkoblenzschichten (Weipoltshausen) zu erwarten haben.

Um so mehr muß es überraschen, daß wenige Kilometer nordöstlich von Weipoltshausen hercynische Schichten zwischen Hermershausen und Damm-Mühle (Bl. Niederwalgern) bekannt geworden sind, die nach der neuerdings von F. Herrmann durchgeführten Bearbeitung das Obere Unterdevon vertreten sollen und scheinbar in lückenloser Entwicklung in die untermitteldevonische Facies der Tentaculitenschiefer übergehen[1]).

Das Hercyn zwischen Hermershausen und Damm-Mühle bildet einen nur wenige hundert Meter breiten und etwa 3 km langen Gesteinszug inmitten von Schichten, die in der Hauptsache dem System der Hörregrauwacke zuzurechnen sind und daher von Herrmann in Anlehnung an die Kayser'sche Auffassung als Silur bezeichnet werden. Im einzelnen gibt Herrmann als Begleitgesteine des Hercyns neben Hörregrauwacken Schiffelborner und Steinhorner Schichten an, betont jedoch die ungleichförmige Anlagerung des Hercyns an die einzelnen Schichtenglieder des umgebenden Silurs.

Ausgehend von dem silurischen Alter dieser Schichten sieht Herrmann den Hercynzug als eine in das Silur eingefaltete Mulde an, in der im einzelnen folgende Schichtenglieder (von oben nach unten) unterschieden werden:

1. Knollenschiefer,
2. Schönauer Kalk,
3. unreiner Kalk mit *Rh. princeps*,
4. kalkige Grauwacke.

Die hercynischen Schichten werden im Südwesten bei Hermershausen[2]) ohne erkennbaren Zusammenhang (wahrscheinlich aber übergreifend) von Kalken des Unteren Mitteldevons über-

[1]) Fr. Herrmann, Das hercynische Unterdevon bei Marburg a. d. Lahn. Dies. Jahrb. 1912, I, S. 305 ff.

[2]) Vergl. a. a. O., Karte, Taf. 18.

lagert, die ebenfalls durch HERRMANN eine Bearbeitung erfahren haben[1]). Da nun das Schichtenglied 4 (kalkige Grauwacke) als ein völliges Äquivalent der Erbslochgrauwacke, mit ähnlicher Mischung von F_2-Fauna und rheinischer Unterkoblenzfauna wie im Kellerwalde, nicht älter als die älteste Unterkoblenzstufe sein kann[2]), andererseits die Knollenschiefer mit ihrer dem böhmischen G_1 entsprechenden Fauna ohne wesentliche Lücke in die das Hercyn überlagernden Kalke von Hermershausen (ebenfalls mit G_1-Fauna) übergehen sollen, so würden, die Richtigkeit des obigen Hercynprofiles vorausgesetzt, die Stufen 1—3 ungefähr die rheinische Koblenzstufe vertreten müssen.

Gegen die Begründung dieser Altersfolge, die sich teils auf stratigraphische, teils auf paläontologische Beweise stützt, läßt sich indessen mancherlei geltend machen. Die stratigraphischen Beobachtungen stützen sich in erster Linie auf die Schichtenfolge im Tale westlich der Damm-Mühle, da in den weiter westlich gelegenen Aufschlüssen (Einhäuser Chaussee, Hermershäuser Friedhof und Beichte) nur die Hercyngrauwacke und an der Beichte allerdings auch eine kleine Partie des Knollenschiefers (ohne erkennbaren Zusammenhang mit der Hercyngrauwacke) angetroffen wurde. Das aus den recht verwickelten und unklaren Aufschlüssen an der Damm-Mühle hergeleitete Profil (a. a. O., Taf. 19, Fig. 2), in dem die Knollenschiefer das Innere einer Mulde bilden, die an den Flügeln von Schönauer Kalk, Princeps-Kalk zum Teil, Kalkgrauwacken und Silur umgeben wird, gründet sich in der Hauptsache auf das silurische Alter der umgebenden Schichten, deren diskordante Anlagerung

---

[1]) Über das Paläozoicum am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges; Jahrb. Nass. Ver. f. Naturk., 1911, Jahrg. 64; Sep. Abdr. S. 25 ff.

[2]) HERRMANN's Vermutung, daß die Hercyngrauwacke wegen gewisser altertümlicher Formen noch einen Teil der Siegener Stufe vertritt, ist inzwischen durch das Auffinden von *Spirifer Decheni* und *Sp. Trigeri* in den Michelbacher Schichten gegenstandslos geworden (vergl. DIENST, a. a. O., S. 610).

Erörtert wurde bereits, daß neuerdings DREVERMANN den Siegener Charakter der Fauna wieder stärker betont hat (a. a. O., S. 109, 110).

ausdrücklich betont wird. Sind indessen diese umhüllenden Schichten (System der Hörregrauwacke) nicht Silur, sondern transgredierendes Oberdevon, so würde sich das Profil an der Damm-Mühle eher als Sattel deuten lassen, und die Altersfolge innerhalb des Hercyns würde dann die umgekehrte sein[1]).

Auf einem Irrtum scheint es zu beruhen, wenn sich HERRMANN weiterhin zur Stützung seiner Anschauung auf die Lagerung der Erbslochgrauwacke im Kellerwalde beruft (a. a. O. S. 385); nach DENCKMANN's Darstellung[2]) des Erbslochprofils ruht die Grauwacke nicht unmittelbar auf Silur, sondern auf Tonschiefern mit Dalmaniten und Beyrichien, in denen HERRMANN zum Teil ein Äquivalent seiner Knollenschiefer sucht, nirgends aber u n t e r unzweifelhaften Hercynschichten, und damit erleidet auch der von ihm (a. a. O. S. 386) versuchte Vergleich der Hercynschichten des Kellerwaldes mit denen der Damm-Mühle eine Abänderung.

Die Knollenschiefer, die nach HERRMANN in das jüngste Unterdevon hinaufreichen würden, enthalten zwar eine typische G_1-Fauna, was aber nicht viel besagen will, nachdem sich mehr und mehr herausgestellt hat (vergl. unten S. 48), daß

[1]) Im übrigen sei darauf hingewiesen, daß die bisherigen Aufschlüsse westlich der Damm-Mühle, die ich selbst 1913 unter der Führung von Geh.-R. Prof. E. KAYSER kennen lernte, keineswegs mit Sicherheit eine Deutung der Schichtenfolge des Hercyns gestatten, was F. HERRMANN auch selbst offenbar empfindet, da er sich bei der Beschreibung derselben mehrfach auf die paläontologischen Ergebnisse seiner Arbeit beruft und hervorhebt, daß die Lagerung des unreinen Kalkes auf der Hercyngrauwacke und der Knollenschiefer auf Schönauer Kalk nicht gut zu beobachten ist. Für die Beurteilung der Frage, ob die Hercynschichten als Ganzes einen Sattel oder eine Mulde innerhalb der umgebenden Hörreschichten bilden, scheint mir das eigentümliche Auftreten von Zechstein in der Kulisse nordöstlich von Hermershausen nicht ohne Bedeutung. Die tiefe Lage des Zechsteins in dieser Kulisse, in der der Hercynzug eine kurze Unterbrechung erleidet, setzt einen erheblichen Einbruch gegenüber den Nachbarkulissen voraus. Bei muldenförmiger Lagerung des Hercyns müßte man also in ersterer die hercynische Schichtenfolge in größerer Breite erwarten, während sie gerade hier fehlt, was bei einem sattelförmigen Bau des Hercyns recht verständlich ist.

Im übrigen vergleiche man die ausführlichen Einwendungen, die FR. DREVERMANN (a. a. O., S. 108 ff.) gegen die HERRMANN'sche Auffassung erhoben hat.

[2]) 1896, S. 158.

das böhmische G_1 nicht, wie HOLZAPFEL und KAYSER seinerzeit annahmen[1]), mitteldevonisches Alter besitzt, sondern zum mindesten in der Hauptsache unterdevonisch ist und wahrscheinlich bereits unmittelbar über dem Obersilur beginnt.

Andererseits enthält der Knollenschiefer der Damm-Mühle viele besonders bezeichnende Formen, die entschieden an ältere Bildungen erinnern, wie *Cardiola* cf. *reliqua* und die Dalmaniten (Hunsrückschiefer), *Herzynella bohemica* (bisher nur aus dem noch zum Silur gehörenden F_1 Böhmens bekannt), *Patrocardium* (nur im Obersilur Böhmens und im Kellerwald); auch der besonders charakteristische *Dalmanites Reussi* tritt in Böhmen nach HERRMANN's Mitteilung (a. a. O., S. 367) in G_1 unmittelbar über F_1, d. h. also über Obersilur, auf[2]).

Es sprechen demnach auch manche paläontologischen Gründe gegen ein jung-unterdevonisches Alter des Knollenschiefers, jedenfalls aber keine entscheidenden Gründe gegen die Annahme, daß sie in Wirklichkeit das älteste Glied der hercynischen Schichtenfolge bei Marburg bilden. Noch mehr gilt dies bezüglich des Schönauer Kalkes; an der Damm-Mühle hat derselbe bisher nur wenige Fossilien geliefert, und das erheblich reichere Material des Kellerwaldes harrt noch immer der Bearbeitung. DENCKMANN hat indessen bereits auf die Beziehungen der Fauna des Schönauer Kalkes (*Ag. fidelis* usw. und der Dalmaniten) mit dem rheinischen Hunsrückschiefer hingewiesen und danach für die hercynische Schichtenfolge ein höheres Alter als das der Koblenzstufe als wahrscheinlich hingestellt. Zu dem gleichen Ergebnis kommt auch neuerdings DREVERMANN in der bereits mehrfach herangezogenen Arbeit.

Es stehen demnach keinerlei Gründe der Annahme entgegen, daß die Knollenschiefer und Schönauer Kalke der Damm-Mühle mit den Princeps-Kalken die älteren Glieder des Mar-

---

[1]) E. KAYSER und E. HOLZAPFEL, Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H BARRANDE's zum rheinischen Unterdevon. Dies. Jahrb. 1893, S. 236 ff.

[2]) Vergl. auch die Einwendungen FR. DREVERMANN's a. a. O., S. 111.

burger Hercyns bilden, die Hercyngrauwacke dagegen das jüngere ist. Als einziger Unterschied gegenüber der Entwicklung des Kellerwaldes bliebe, falls die obige Reihenfolge richtig ist, die Beobachtung, daß die unreinen Kalke mit *Rh. princeps* dort den Schönauer Kalk unterlagern, während sie ihn an der Damm-Mühle überlagern würden; doch darf man hierin wohl kaum ein Bedenken sehen, da die Riffauna mit *Rh. princeps* in Böhmen ohne faunistischen Wechsel das ganze Unterdevon vertreten kann (Kalk von Konieprus) und im Kellerwalde die Fauna der Princeps-Schichten unter dem Schönauer Kalk in der darüberfolgenden Erbslochgrauwacke noch einmal wiederkehrt.

Dies führt zu der Frage, ob man in den einzelnen im Kellerwalde und an der Damm-Mühle bisher festgestellten hercynischen Schichtengliedern stratigraphisch festliegende Horizonte erblicken darf, oder ob nicht vielmehr das Fehlen des einen oder anderen Schichtengliedes in den einzelnen Profilen auf facielle Vertretung durch ein anderes Glied der Schichtenfolge zurückzuführen ist.

Das klassische Gebiet für die Entscheidung dieser wichtigen Frage, das mittelböhmische Devon, ist, wie die neueren Autoren stets wieder betonen müssen, in stratigraphischer Hinsicht noch so gut wie ungeklärt[1]); und doch wird eine sichere Klärung der Stellung der einzelnen Hercynschichten und der ihnen verwandten Kalkbildungen im Bereiche des Horstgebietes, die früher ebenfalls als Hercyn-Kalke bezeichnet wurden (Greifensteiner Kalk usw.), bei der eigenartigen Verteilung dieser Bildungen nur dort zu erwarten sein, wo eine lückenlose Entwicklung der hercynischen Facies, wie in Mittelböhmen, erhalten ist. Die Versuche, die einzelnen Hercynhorizonte nach ihren Beziehungen zu den Schichtengliedern der rheinischen Faciesprovinz zu gliedern, werden sich bei der scharfen Trennung beider Faciesprovinzen nur bezüglich der Hauptstufen

[1]) Vergl. Denckmann, 1899, S. 328.

ermöglichen lassen, in denen Meeresbewegungen das Übergreifen der einen Facies über die andere veranlaßt haben.

In der grundlegenden Arbeit über die Beziehungen des böhmischen Devons (Stufen F, G, H Barrandes) zum rheinischen Devon haben E. KAYSER und E. HOLZAPFEL[1]) auf Grund eingehender Untersuchungen an Ort und Stelle die Ansicht vertreten, daß der Riffkalk von Konieprus (F_2 z. T.) das Unterdevon vertritt, der mit dem F_2 von Barrande noch vereinigte rote Crinoidenkalk (Mnenianer Kalk = Greifensteiner Kalk) dagegen dem Unteren Mitteldevon zuzuweisen ist. Ebenso wurde für den Knollenkalk (Stufe G_1) in der Hauptsache ein untermitteldevonisches Alter angenommen. In dem berühmten Profile am Slati Kun ruht der Kalk von Konieprus (mit der bekannten reichen Fauna gerippter Brachiopoden, Capuliden usw.) nach den Beobachtungen der Verfasser teilweise auf den Plattenkalken der Stufe F_1, örtlich aber auch direkt auf E_2. F_1 und F_2 sollten sich nach der Auffassung von NOWAK[2]) gegenseitig vertreten, da sie in den einzelnen Profilen im umgekehrten Mächtigkeitsverhältnis stehen. Diese Auffassung ist indessen später, namentlich durch JAHN entkräftet worden[3]). Danach gehören die F_1-Kalke trotz ihrer an das Unterdevon erinnernden Brachiopoden mit ihrer reichen Graptolithenführung zweifelsohne noch zum Obersilur, und abgesehen von der Altersfrage erscheint nach den gleichen Beobachtungen JAHN's eine Vertretung von F_1 durch F_2 ausgeschlossen.

Somit wäre also die obere Grenze des Silurs über F_1 zu ziehen, das Unterdevon beginnt mit F_2 (Kalk von Konieprus), der teils auf E_2, teils auf F_1 ruht, woraus ein gewisser Hiatus zwischen dem Obersilur und der Ablagerung der Riffkalke des Unterdevons hervorzugehen scheint.

Mit den Riffkalken von Konieprus wurden, wie bereits er-

[1]) 1893, S. 236 ff.

[2]) Zur Kenntnis der Fauna der Etage F_1. Sitz.-Ber. Böhm. Ges. d. Wissenschaften, 1886.

[3]) Vergl. DENCKMANN, 1899, S. 320.

wähnt, von BARRANDE in der Stufe F_2 rötliche Crinoidenkalke vereinigt, die nach dem Profil am Slati Kun dem Riffkalke teils auflagern, teils aber auch nach der von E. KAYSER und E. HOLZAPFEL a. a. O. S. 268 gegebenen Skizze unzweifelhaft mit ihm verzahnt sind. Die genannten Autoren schlossen aus dieser Lagerung auf ein jüngeres Alter des von ihnen als Mnenianer Kalk bezeichneten Crinoidenkalkes, der sowohl petrographisch wie faunistisch ein völliges Äquivalent des Greifensteiner Kalkes darstellt. Dieser Auffassung ist bereits FRECH, der als erster auf die nahe Verwandtschaft von Greifenstein und Mnenian hingewiesen hat und ursprünglich sogar eine Unterlagerung des Riffkalkes durch Mnenian angenommen hatte[1]), mehrfach entgegengetreten[2]). In der Tat läßt die Lagerung des Mnenianer-Kalkes zum Konieprus-Kalke, was auch neuerdings durch SEEMANN wieder bestätigt worden ist[3]), nur die Annahme zu, daß der Mnenianer-Kalk wenigstens mit den höheren Teilen des Riffkalkes gleichaltrig ist und, als eine heterope Facies desselben, noch zum Unterdevon zu stellen ist.

Noch mehr gewinnt dies an Wahrscheinlichkeit, wenn man die Beziehungen des Mnenianer Kalkes zu Stufe G_1 ins Auge faßt. Diese aus Knollenkalken bestehende eintönige Schichtenfolge bildet bis heute das größte Fragstück in der ganzen böhmischen Devonstratigraphie und ist recht eigentlich die Veranlassung für das völlige Versagen der zahlreichen Versuche gewesen, die Schichten des mitteldeutschen Devons mit G_1-Fauna den bekannten rheinischen Stufen einzuordnen. Für die Altersstellung des Knollenkalkes G_1 in Böhmen ist von Wichtigkeit, daß er

1. in enge facielle Beziehung zum Mnenianer Kalke tritt; G_1 lagert nie auf Mnenian, sondern umsäumt ihn randlich und führt häufig Linsenlagen von Crinoidenkalken, die einen Übergang der einen Facies in die andere andeuten[4]).

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1886, S. 918.
[2]) Vergl. insbesondere Lethaea geogn. I, Bd. II, S, 184.
[3]) Beitr. z. Pal. Geol. Österr.-Ung. 1907, Bd. 20, S. 69.
[4]) E. KAYSER und E. HOLZAPFEL, a. a. O. S. 275.

2. G_1 ruht teils unmittelbar auf den Plattenkalken der obersilurischen Stufe F_1, teils schieben sich zwischen beide körnige Kalke als Übergangsbildung ein, die an den Koniepr<u>u</u>s-Kalk erinnern.

Da nun F_1 bereits unzweifelhaft Obersilur darstellt, so gewinnt es den Anschein, daß die Stufe G_1 die unmittelbare Fortsetzung der Silurfacies von F_1 im Unterdevon darstellt und demnach zum mindesten das ganze Unterdevon mit vertreten muß. Der Mnenianer Kalk würde demnach lediglich als eine Übergangsfacies zwischen dem Koniepr<u>u</u>s-Kalk und dem G_1-Kalke anzusehen sein, die beide das ganze Unterdevon umfassen. Dem entspricht auch die Mischung der Fauna. Mit den Knollenkalken ist der Mnenianer Kalk durch einige charakteristische Formen (wie *Ag. fidelis*, *Ag. fecundus* und die Odontochilen) verbunden, die dem Riffkalke fehlen, während andererseits der Knollenkalk zahlreiche Brachiopoden mit dem Konieprus-Kalk gemeinsam hat.

Bei den Schlußfolgerungen, die E. KAYSER und E. HOLZAPFEL aus ihren Beobachtungen zogen[1]), gingen sie, anstatt die verhältnismäßig klaren böhmischen Profile zum Ausgangspunkte zu nehmen, von dem rheinischen Greifensteiner Kalke aus, dessen ungefähre Altersgleichheit mit dem untermitteldevonischen Ballersbacher Kalke als gegeben angenommen wurde, während in Wirklichkeit das Alter von Greifenstein erst zu beweisen war. Sie stellten dementsprechend Mnenian (= Greifenstein) ins Untere Mitteldevon und nahmen eine gleiche Altersstellung auch für die dem Mnenianer Kalk gleichaltrigen Knollenkalke G_1 an. Bedenken muß dieses Resultat schon deswegen erregen, weil die in G_1 und Mnenian massenhaft vertretenen Odontochilen bisher lediglich in dem rheinischen Hunsrückschiefer, also im älteren Unterdevon, festgestellt sind, während sie in den unbestrittenen Mitteldevonablagerungen völlig fehlen[2]).

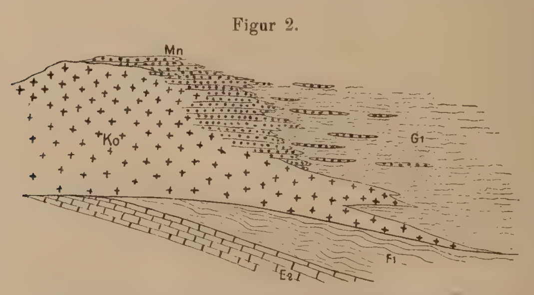
[1]) a. a. O. S. 280 und 283.

[2]) Vergl. DENCKMANN, 1899 S. 327; FRECH, Lethaea, I, Bd. 2, S. 186.

Geht man von den oben angedeuteten Beziehungen der böhmischen Stufen zu einander aus (vergl. die untenstehende schematische Darstellung, Fig. 2), so ergibt sich, wie bereits angedeutet, folgendes: Der Kalk von Konieprus (F_2 z. T.) ruht übergreifend auf den obersilurischen Stufen E_2 und F_1 und vertritt vermutlich das ganze Unterdevon; ebenso beginnt G_1 stellenweise unmittelbar über F_1 ohne Wechsel der Facies, während an anderen Stellen sich zwischen F_2 und G_1 als ein heteropes Zwischenglied körnige Kalke mit der Konieprus-Fauna einschalten. Da die Stufe G_1 von den Äquivalenten des untermitteldevonischen Tentaculitenschiefers (G_2 in Böhmen) überlagert wird, muß sie wenigstens örtlich das ganze Unterdevon vertreten und stellt mithin ein heterop entwickeltes Äquivalent des Konieprus-Kalkes dar. Der Mnenianer Kalk (F_2 z. T.) bildet ein facielles Übergangsglied zwischen dem Konieprus-Kalk und G_1, das nach den bisherigen Beobachtungen allerdings im wesentlichen auf den oberen Teil von G_1 und F_2 beschränkt bleibt. Gleichwohl ist weder für Mnenian noch für G_1 ein untermitteldevonisches Alter erwiesen, zumal der Beweis fehlt, daß der Kalk von Konieprus das ganze Unterdevon (einschl. der Koblenzstufe) umfaßt.

Solange es also nicht gelingt, das böhmische G_1 genau

Figur 2.



Schematische Darstellung der Lagebeziehungen der böhmischen Stufen E_2 bis G_1.

Ko = Kalk von Konieprus, Mn = Mnenianer Kalk.

zu gliedern, wird es nicht möglich sein, die dem böhmischen G_1 verwandten kleinen Faunen des östlichen Rheinischen Gebirges, wie es neuerdings geschehen ist, ohne weiteres dem G_1 gleichzustellen; noch weniger aber ist es angängig, aus dieser Ähnlichkeit mit der G_1-Fauna auf ein untermitteldevonisches Alter der betreffenden Schichten zu schließen. Ebenso wird man sich davor hüten müssen, solange nicht der Nachweis erbracht ist, daß die Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon über dem Kalk von Konieprus und unter Mnenian zu ziehen ist, die dem Mnenianer Kalk verwandten Bildungen des Rheinischen Gebirges (und ebenso des Kellerwaldes und Unterharzes) ohne weiteres als Unteres Mitteldevon zu bezeichnen.

Will man daher aus den Verhältnissen in Böhmen Schlüsse über die Altersbeziehungen der einzelnen Hercynstufen im Kellerwalde und bei Marburg herleiten, so wäre in erster Linie (im Sinne DENCKMANN's) zu betonen, daß die Fauna von G_1 keineswegs auf ein jungunterdevonisches oder gar mitteldevonisches Alter deutet, der altertümliche Charakter mancher Formen in den faciell ähnlichen Schichten (Schönauer Kalk, Dalmaniten-Schiefer, Knollenschiefer) vielmehr für älteres Unterdevon spricht, was nicht verwundern kann, wenn man bedenkt, daß sowohl die fraglichen Hercynschichten wie auch das böhmische G_1 unmittelbar und ohne wesentlichen Wechsel der Facies über dem Obersilur (F_1 z. T.) folgen. Des weiteren wäre zu folgern, daß, da auch der Riffkalk von Konieprus zum mindesten das ganze Untere Unterdevon zu vertreten scheint, die entsprechenden Bildungen im Kellerwalde (Schichten mit *Rh. princeps*) und an der Damm-Mühle (unreine Kalke mit *Rh. princeps*) nicht an ein bestimmtes Niveau gebunden sein brauchen, sondern sowohl über wie unter den Äquivalenten des G_1 erscheinen können. Hiernach dürften der oben vertretenen Anschauung, daß die Hercyngrauwacken, mit ihrem deutlichen Einschlag von Konieprus-Fauna, im Kellerwalde und an der Damm-Mühle die Äquivalente der G_1-Kalke überlagern, keine Bedenken entgegenstehen.

Mit diesen Überlegungen kommen wir zu dem Schluß, daß die hercynischen Schichten bei Marburg, ebenso wie dies für die äquivalenten Schichten im Kellerwalde bereits von DENCKMANN wahrscheinlich gemacht ist, ohne paläontologische Bedenken dem Unteren Unterdevon zugerechnet werden können[1]). Sie ruhen, wahrscheinlich ohne wesentliche Lücke, dem Obersilur auf[2]) und werden transgredierend überlagert von der konglomeratischen Hercyngrauwacke, die bereits eine Mischung der bisher herrschenden böhmischen mit neu eingewanderten rheinischen Formen enthält.

Entsprechend der regionalen Bedeutung, welche die mit Transgression verbundene Invasion des rheinischen Unterdevonmeeres in das böhmische Faciesgebiet voraussetzt[3]), bildet die Hercyngrauwacke sowohl im Kellerwalde wie auch bei Marburg das am weitesten verbreitete und mächtigste Gesteinsglied der hercynischen Schichtenfolge; die völlige Übereinstimmung in petrographischer und faunistischer Hinsicht über eine räumlich so große Erstreckung läßt an der völligen Altersgleichheit der betreffenden Bildungen keinen Zweifel.

Mit dieser Umdeutung des Marburger Hercyns fallen einerseits die Schwierigkeiten fort, die HERRMANN, von der ununterbrochenen Fortentwicklung des Hercyns vom Oberen Unterdevon bis ins Untere Mitteldevon ausgehend, in dem Erscheinen der rheinischen Unterkoblenzstufe (Michelbacher Schichten) über dem Hercyn des Kellerwaldes sah (a. a. O. S. 387), anderer-

[1]) Vergl. F. DREVERMANN, a. a. O. S. 105 ff., der zu den gleichen Ergebnissen kommt.

[2]) Auch westlich der Damm-Mühle scheint dies der Fall zu sein. Hier wurden bereits vor Jahren von F. HERRMANN in unmittelbarer Nähe des Hercyns die ersten Graptolithen des Obersilurs im Rheinischen Gebirge gefunden (vergl. Sitz.-Ber. der Ges. z. Bef. d. ges. Naturw., Marburg, 1908, Nr. 5, S. 122); freilich gelang es bisher nicht, die betr. Schichten im Anstehenden aufzufinden, immerhin darf man aus dem Funde schließen, daß in unmittelbarer Nachbarschaft des Hercyns auch das Obersilur vorhanden sein wird.

[3]) Andeutungen ders. Bewegungen sind auch im Unterharze vorhanden (kalkige Grauw. d. Klosterholzes Ilsenburg; vergl. M. KOCH, Z. d. D. Geol. Ges., 1898, S. 21 ff.).

seits löst sich damit der oben hervorgehobene scheinbare Widerspruch, daß nur wenige Kilometer westlich des Hercyns von Hermershausen die rheinische Unterkoblenz- und Oberkoblenzstufe mit unvermischter Fauna und in lückenlosem Übergang in das Untere Mitteldevon in mächtiger Entwicklung vorhanden ist. Die hercynische Schichtenfolge einschließlich der an der Grenze der Siegener und Koblenzstufe stehenden Hercyngrauwacke bildet also das Liegende der Unterkoblenzstufe von Weipoltshausen, und wir dürfen bei der regionalen Verbreitung der Hercyngrauwacke annehmen, daß Reste derselben auch weiter westlich von Hermershausen im Horstgebiete des Hessischen Hinterlandes und der Hörre noch vorhanden sein werden, hier allerdings, ebenso wie das fossilführende Obersilur, überdeckt und damit der Beobachtung entzogen durch die nach Westen ständig an Verbreitung zunehmenden jüngeren Deckschichten der Hörre.

Ich komme hiernach nochmals auf das Auftreten des Klippenquarzites im Kerne des Unterdevonsattels von Weipoltshausen zurück. Nach den weiter oben gemachten Ausführungen ist es ausgeschlossen, daß der Klippenquarzit einem devonischen Schichtengliede von der Unterkoblenzstufe aufwärts entspricht. Das Untere Unterdevon erscheint bei Hermershausen in hercynischer Facies, und in seiner unmittelbaren Begleitung sind obersilurische Graptolithenschiefer wie im Kellerwalde beobachtet, ohne daß der Klippenquarzit daselbst zutage tritt. Der Klippenquarzit wird daher zum mindesten vordevonisches Alter haben müssen, und legt man die neueren im Kellerwalde gewonnenen Gesichtspunkte für die Stellung des Kellerwaldquarzites zugrunde, so wird man das System des Klippenquarzites bezw. des Kellerwaldquarzites, als das älteste Schichtenglied der im Horstgebiete bisher nachgewiesenen Schichtenfolge, füglich noch unter das System des Obersilurs einreihen müssen.

Hier könnte sich die Frage erheben, warum bei Weipoltshausen und an den Klippen der Hörre nicht in Begleitung des Klippenquarzites die obersilurischen Steinhorner Schichten und

die alten unterdevonischen Hercynbildungen erscheinen. Die Erklärung ist wohl in der Natur und Verbreitung des Quarzites zu suchen, der seinen Namen Klippenquarzit mit vollem Rechte trägt, da er offenbar nicht nur orographisch in Klippen aus den heute umhüllenden Schichten hervorragt, sondern auch geologisch in Klippen das Horstgebiet zur Wende der Unteren und Oberen Unterdevonzeit durchragte, worauf gewisse auffällige Transgressionserscheinungen an den Aufragungen des Klippenquarzites deuten; nur so ist es auch zu verstehen, daß z. B. der Klippe des Sandberges bei Offenbach konglomeratische Oberkoblenzschichten in schwacher Mächtigkeit und unmittelbar über dem Oberkoblenz kleine obermitteldevonische Riffkalke angelagert sind, daß der Klippe südlich Weipoltshausen, die im unteren Teil von Unterkoblenzschichten umgeben wird, im oberen Teil ein kleines Nest von Greifensteiner Kalk sich anschmiegt, und ähnliche, sonst kaum erklärliche Verhältnisse mehr. Der Klippenquarzit bildet demnach wahrscheinlich das eigentliche Rückgrad des ganzen bisher beschriebenen Horstgebietes vom Dilltale bis an den Ostrand des Gebirges bei Marburg; überall, wo er zutage tritt oder in der Nähe im Untergrunde zu vermuten ist, zeigt das Horstgebiet einen besonders ausgeprägten selbständigen Charakter, wo er verschwindet, wie westlich der Dill, geht die Horstfacies allmählich in die umgebende Muldenfacies über. Die große Lücke aber, die sich nach dieser Beobachtung zwischen dem ältesten Gliede des Horstgebietes und den Koblenzschichten ergibt, wird nur dadurch zu erklären sein, daß vor Beginn der Unterkoblenzstufe eine Aufrichtung der älteren Schichtenglieder im Horstgebiete und unmittelbar darauf folgend eine Transgression der Koblenzstufe über die Ränder der Aufrichtungszone erfolgte, wobei zum Teil das älteste Schichtenglied derselben, der Klippenquarzit, freigelegt wurde. Gleichzeitige Zeugen dieser tektonischen Vorgänge und nachfolgenden Transgression bilden die Transgressionskonglomerate der Hercyngrauwacke sowie der nachfolgenden Michelbacher bezw. Unterkoblenzschichten.

Wir kommen danach zu dem Ergebnis, daß das Horstgebiet, das nach den eingangs mitgeteilten Beobachtungen mit dem Beginn des Oberen Mitteldevons erstmalig als selbständiges Element gegenüber dem Muldengebiete hervortritt, in seiner ersten Anlage bereits viel älteren Ursprungs ist und auf tektonische Bewegungen zurückgeht, die etwa an der Grenze der Siegener und Unterkoblenzstufe stattgefunden haben müssen.

Es sind sogar Andeutungen vorhanden, daß das Horstgebiet, dessen Rückgrat das System des Klippenquarzites (Kellerwaldquarzit, Bruchbergquarzit) bildet, vielleicht noch älteren Ursprungs ist. F. HERRMANN wies bereits auf die auffällige Erscheinung hin[1], daß das Unterdevon in böhmischer Facies anscheinend an die Südostseite der durch ganz Mitteldeutschland verfolgbaren Sattelaxe des Klippenquarzites gebunden ist. Diese Auffassung erleidet freilich dadurch eine gewisse Veränderung, daß nach der hier vertretenen Gliederung das hercynische Unterdevon Präkoblenzalter besitzt; da aber Schichten dieses Alters bisher auf der Nordwestseite des Horstzuges weder im Oberharze noch im Kellerwalde, noch auch am Südrande der Dillmulde beobachtet worden sind — im benachbarten rheinischen Gebirge erscheint das ältere Devon erst weit abseits des Horstgebietes sowohl im Nordwesten (Siegerland) wie auch im Süden (Taunus) —, so fehlt zunächst der unmittelbare Beweis für die obige Annahme. Immerhin bleibt die Tatsache als solche bestehen, daß älteres Unterdevon und Obersilur in böhmischer Facies bisher nur auf der Südostseite des Horstgebietes und in seiner unmittelbaren Nachbarschaft festgestellt werden konnte. Die Anklänge an die böhmische Entwicklung, die in manchen Schichtengliedern des Hercyns nicht nur faunistisch, sondern auch petrographisch geradezu verblüffend sind, scheinen auch für die Entwicklung des Obersilurs im Kellerwalde und im Unterharze zu gelten, während mit dem nächstgelegenen Obersilur nordwestlich des Horstgebietes (belgische Entwicklung) kaum mehr als eine äußerliche Ähnlichkeit besteht. Da das

[1]) a. a. O. S. 390, 391.

fossilführende Obersilur im Kellerwalde und Unterharz, und soweit ersichtlich, auch bei Marburg mit dem hercynischen Unterdevon stets aufs engste verknüpft zu sein scheint, wie dies in Böhmen der Fall ist, so dürfte manches für die Annahme sprechen, daß das Horstgebiet in seiner ersten Anlage bereits vor der Obersilurzeit bestanden und eine faunistische wie facielle Scheide zwischen der böhmischen und der nordwesteuropäischen Entwicklung des Obersilurs und älteren Unterdevons gebildet haben mag.

VI. Die Beziehungen der Greifensteiner Facies und des Pentamerusquarzites zum Horstgebiete.

Die Vorstellung, daß das Horstgebiet vom Obersilur bis in das jüngere Devon hinein dem böhmischen Faciesgebiet angehört hat und nur vorübergehend von der Invasion der rheinischen Facies an den Außenrändern betroffen wurde, scheint mir geeignet, einiges Licht über die noch immer schwebende Frage nach der Stellung der Greifensteiner Kalke und verwandter Bildungen im östlichen Rheinischen Gebirge zu verbreiten.

Bekanntlich haben E. KAYSER und E. HOLZAPFEL, die sich um die Kenntnis der in Frage kommenden Faunen besonders verdient gemacht haben, in ihrer grundlegenden Arbeit über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H BARRANDE's zum rheinischen Devon auf Grund faunistischer Vergleiche die Ansicht entwickelt, daß der Greifensteiner Kalk ein völliges Äquivalent des von BARRANDE mit dem F_2 vereinigten roten Crinoidenkalkes von Mnenian darstellt und, im Alter etwa den Ballersbacher Kalken des Dillgebietes entsprechend (Zone des *Hercoceras subtuberculatum* und des *Mimoceras gracile*), an die Basis des Unteren Mitteldevons zu setzen sei. FRECH hat diese Ansicht, in erster Linie allerdings von den böhmischen Verhältnissen ausgehend, mehrfach und letzthin noch ausführlich im zweiten Bande der Lethaea[1]) bekämpft

[1]) a. a. O. S. 183, 202.

und, unter Hinweis einerseits auf die facielle Vertretung von Mnenian durch Konieprus-Kalk, andererseits auf die altertümlichen Faunen-Elemente des Mnenianer- und Greifensteiner Kalkes (*Dalmanites Reussi* u. a.), beide dem Oberen Unterdevon zugewiesen. Auch DENCKMANN hat, wohl hauptsächlich mit Rücksicht auf das gemeinsame Auftreten von Goniatiten aus dem Formenkreise des *Ag. fidelis* in den Schönauer Kalken und im Greifensteiner Kalk von Greifenstein, Bedenken an der von KAYSER und HOLZAPFEL vertretenen Horizontierung geäußert[1]).

Die a. a. O. von DENCKMANN geforderte genaue stratigraphische Untersuchung des Vorkommens von Greifenstein ist bald darauf erfolgt[2]), hat aber nur zu dem negativen Resultat geführt, daß der von E. KAYSER und E. HOLZAPFEL[3]) gemachte Versuch, das untermitteldevonische Alter des Greifensteiner Kalkes auch stratigraphisch mit der angeblichen Unterlagerung durch Oberkoblenzschichten und Gesteine vom Alter des Pentamerus-Quarzites[4]) zu beweisen, hinfällig ist. Die Schurfarbeiten erbrachten lediglich den Nachweis, daß die rd. 20 m mächtige Kalklinse aus mehreren petrographisch wie faunistisch verschiedenen Schichten besteht (rote Crinoidenkalke mit zahlreichen Trilobiten und Brachiopoden; dichte helle Cephalopodenkalke mit *Ag. fidelis*, *Ag. fecundus*, *Pinac. Jugleri* usw.; Amplexus-Kalke usw.), die beiderseits von Tonschiefern und quarzitischen Grauwacken unsicheren Alters eingeschlossen werden. E. KAYSER bezeichnet die begleitenden Gesteine später als Silur[5]) und vermutet, daß der Kalk eine kleine, grabenartig in das Silur eingebrochene mitteldevonische Scholle darstellt.

Kann diese Anschauung, soweit Greifenstein allein in Betracht kommt, schon recht wenig befriedigen, so tritt ihre Un-

[1]) 1899, S. 327.

[2]) Vergl. H. LOTZ, Pentamerus-Quarzit und Greifensteiner Kalk. Dies. Jahrb. 1900, S. 64 ff.

[3]) 1893, S. 255.

[4]) Dieser galt damals noch als eine Leitform des Oberen Unterdevons.

[5]) Erl. Bl. Herborn, S. 12, 13.

wahrscheinlichkeit noch mehr hervor, nachdem auch weitere Vorkommen von Greifensteiner Kalken in ganz ähnlichem stratigraphischen Verbande teils unmittelbar am Nordrande des »Hörresilurs«[1]) teils in unmittelbarer Anlehnung an den Klippenquarzit, also ebenfalls inmitten von »Hörresilur«, festgestellt sind, wie das letzthin von F. Herrmann faunistisch bearbeitete Vorkommen am Niedernberg bei Weipoltshausen[2]). Diese auffällige Erscheinung läßt sich meines Erachtens nur dadurch erklären, daß der Greifensteiner Crinoidenkalk nicht etwa an Störungen in seine heutige Lage geraten, sondern bodenständig ist, d. h. kleine, der unterlagernden alten Horstregion unmittelbar aufruhende Kalklinsen bildet; seine eigenartige Verbreitung ist offenbar auf die Klippennatur des damaligen Meeresuntergrundes im Horstgebiete zurückzuführen, die für die Greifensteiner Fauna besonders günstige Lebensbedingungen geboten haben muß. Denn in ähnlicher Weise finden wir die Greifensteiner Facies im Mnenianer Kalke Böhmens nur in unmittelbarer Anlehnung an den Riffkalk von Konieprus, der vermutlich ähnliche klippenartige Aufragungen am Grunde des böhmischen Devonmeeres bildete.

Mit dieser Feststellung ist freilich die Altersfrage noch nicht gelöst. Manche Crinoidenkalk-Vorkommen im Dillgebiete liegen in typischen untermitteldevonischen Tentaculitenschiefern. Das Vorkommen am Sonnberge bei Günterod wird unmittelbar von Schalstein (Oberes Mitteldevon) überlagert. Eine ähnliche hohe Lage im Mitteldevon nimmt wahrscheinlich auch der Crinoidenkalk im Ensekalk bei Braunau im Kellerwalde ein[3]). Unleugbar sind ferner die Beziehungen, die die Greifensteiner Fauna, allerdings vorwiegend in den indifferenten Formen, mit dem Ballersbacher und noch mehr mit dem zwar jüngeren, aber faciell näherstehenden Günteröder Kalk, also dem oberen

[1]) Vergl. Erl. Bl. Oberscheld und Ballersbach.

[2]) Über das Paläozoicum am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges usw., S. 10 ff.

[3]) Vergl. Lotz, a. a. O. S. 75; Denckmann 1901, S. 33.

Horizonte des Unteren Mitteldevons, aufweist. Wir finden endlich sogar an der Grenze des Oberen Mitteldevons und Oberdevons Nachklänge der Greifensteiner Facies in manchem Roteisensteinlager wieder[1]), die um so auffälliger sind, als der im Oberen Mitteldevon des Muldengebietes, also unter dem Roteisensteinlager, weit verbreitete Stringocephalenkalk nur wenige Formen des böhmischen Formenkreises enthält, in seiner Fauna sich vielmehr eng an die westrheinische Entwicklung des Oberen Mitteldevons anlehnt.

Andererseits kann es nach den neueren Spezialuntersuchungen in Böhmen[2]) wohl keinem Zweifel mehr unterliegen, daß die von FRECH vertretene Anschauung des unterdevonischen Alters zum mindesten für die Hauptmasse des Mnenianer Kalkes zu Recht besteht. Dafür sprechen, abgesehen vom stratigraphischen Verbande (vergl. oben S. 48) auch die altertümlichen Formen von Mnenian, wie namentlich *Dalmanites Reussi*. Dem Vorkommen von Greifenstein fehlt diese Form freilich, nachdem sich die dahingehende Bestimmung FRECH's als unrichtig erwiesen hat[3]); dagegen bilden die bei Greifenstein häufigen Capuliden und vor allem die Goniatiten aus dem Formenkreise von *Ag. fidelis* entschieden Anzeichen für ein höheres Alter als Unteres Mitteldevon. Daß daneben auch Formen wie *Anarc. lateseptatus*, *Mim. gracile* und *Pinac. Jugleri* bei Greifenstein vorkommen, die bisher nur im Untermitteldevon bekannt sind, während *Ag. fidelis* an die Schönauer Kalke mit ihren Dalmaniten und an die Hunsrückschiefer erinnert, bleibt vorläufig noch ein ungelöstes Rätsel. Will man nicht annehmen, daß die Goniatiten im älteren Devon weniger horizontbeständig erscheinen als im jüngeren Devon, so bleibt nur zu hoffen, daß die genauere paläontologische Bearbeitung des Goniatiten-Materiales von Greifenstein und aus den Hercynschichten hierüber

[1]) Vergl. E. KAYSER und E. HOLZAPFEL, 1893, S. 352, Anm. 1; ferner HOLZAPFEL, das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. Abh. Pr. Geol. L. A., N. F., Heft 16, S. 6.

[2]) Vergl. SEEMANN, a. a. O.

[3]) Vergl. LOTZ, a. a. O., S. 73.

noch Klarheit schaffen wird. Die tatsächlichen Beobachtungen zwingen aber bereits heute zu der schon von LOTZ vermutungsweise geäußerten Annahme[1]), daß der Greifensteiner Kalk nicht als stratigraphischer, sondern nur als facieller Begriff Verwendung finden darf, da er in typischer Entwicklung sowohl Unterdevon (Mnenian mit Odontochilen, *Ag. fidelis*) als auch Unteres Mitteldevon bis an die Grenze des Oberen Mitteldevons herauf umfaßt (Sonnberg und Krummberg bei Günterod, Weltersberg bei Hartenrod, Mühlberg bei Übernتal, Braunau bei Wildungen). Den letztgenannten Vorkommen fehlen dementsprechend auch die auf ein höheres Alter deutenden Formen, insbesondere *Ag. fidelis*, während Greifenstein selbst, soweit sich heute übersehen läßt, eine Zwischenstellung zwischen beiden einnimmt.

Wir kommen danach zu der Vorstellung, daß der Greifensteiner Kalk eine an das böhmische (hercynische) Unterdevon sich anschließende Facies darstellt, deren Fauna sich in einzelnen kleinen Kolonieen, und ohne jede unmittelbare Berührung mit der rheinischen Facies, in der Klippenregion des Horstgebietes, wo sie offenbar besonders günstige Lebensbedingungen fand, während der Dauer der Invasion der Koblenzstufe erhalten hat. Ihr ältester Vertreter im Rheinischen Gebirge ist vermutlich Greifenstein.

Mit der Änderung der Lebensbedingungen am Rande des Horstgebietes zu Beginn der Mitteldevonzeit wanderte die Fauna wieder in das benachbarte, von der rheinischen Facies vorübergehend beherrschte Muldengebiet ein und verlieh den verschiedenen Kalkeinlagerungen des Unteren Mitteldevons je nach der Nähe des Horstgebietes (Crinoidenkalke des Dillgebietes und Einlagerungen im Ensekalk bei Braunau) und ihrer faciellen Entwicklung (Günteröder Kalk) ihren auffälligen, an den böhmischen Formenkreis erinnernden Charakter[2]).

[1]) a. a. O. S. 38—39.

[2]) In älteren Arbeiten wurden diese Kalke dabei noch als »Hercynkalke« bezeichnet. Vgl. E. KAYSER u. E. HOLZAPFEL, 1893, S. 238; NOVAK, vgl. Stud. ü. d. Hercyn von Bicken, Pal. Abh., N. F., 1, 3, 1890; FR. FRECH, Z. D. Geol. Ges. 1886, 1889.

Im Oberen Mitteldevon (Stringocephalen-Stufe) tritt dieser Einschlag böhmischer Formen im Muldengebiete wieder stark zurück, um sich ein letztes Mal an der Grenze von Mittel- und Oberdevon (Roteisensteinlager des Lahngebietes) zu wiederholen. Den Phasen der Transgression (Beginn der Koblenzstufe, Beginn des Oberen Mitteldevons) entspricht also jedes Mal ein Zurückweichen des böhmischen Formenkreises, den Zeiten der Ruhe (Unteres Mitteldevon und Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon) ein erneutes Vordringen der böhmischen Fauna aus dem Horstgebiete in die benachbarten Muldengebiete.

Dieses mehrmalige Vordringen der böhmischen Fauna in das Muldengebiet setzt aber das Fortbestehen des böhmischen Formenkreises im Horstgebiete während der Zwischenstufen (Koblenzstufe und Oberes Mitteldevon) voraus. Für die Zeit des Oberen Unterdevons dürften einzelne Kolonieen vom Typus »Greifensteiner Kalk« die Fortentwicklung des böhmischen Formenkreises darstellen. Das Obere Mitteldevon scheint im Horstgebiete ähnlich wie das Obere Unterdevon, im Gegensatz zu der mächtigen Entwicklung beider Stufen im benachbarten Muldengebiete, nur eine ganz schwache Entwicklung zu besitzen. Hierher gehört der bekannte Pentamerus-Quarzit von Greifenstein und ein ihm gleichaltriges Riffkalkvorkommen in seiner unmittelbaren Nachbarschaft[1]), ferner das neuerdings durch F. Herrmann beschriebene Kalkvorkommen von Weipoltshausen[2]). Der Kalk von Weipoltshausen enthält ebenso wie ein benachbartes Vorkommen bei Altenvers[3]) neben dem seltenen *Stringocephalus Burtini* zahlreiche Trilobiten des böhmischen Formenkreises, die dem Riffkalke im Muldengebiete nahezu ganz fehlen und erst an der Wende des Mittel- und Oberdevons (Roteisensteinlager) noch einmal wiederkehren.

Weit verbreitet dagegen ist *Pentamerus rhenanus*, nicht nur im engeren Hörregebiete bei Greifenstein, sondern, wie sich

[1]) Vergl. Lotz, 1900, S. 6 ff.

[2]) Über das Paläozoicum usw., 1911, S. 46.

[3]) Vergl. Lieber, a. a. O., S. 19—20.

inzwischen herausgestellt hat, auch in den Kalken am Ostrande des Gebirges südlich von Gießen, die, wie wir unten sehen werden, dem südlichen Teile des Horstgebietes angehören.

Der *Pentamerus rhenanus* aus den verkieselten Kalkblöcken von Greifenstein hat lange Zeit eines der vielen Rätsel gebildet, die das Hörregebiet birgt. FERDINAND ROEMER, der die Form zuerst beschrieben hat, hielt sie für silurisch[1]); FRECH erklärte sie, ebenso wie anfänglich E. KAYSER, für unterdevonisch[2]) und gründete auf sie eine Stufenbezeichnung des Oberen Unterdevons, nachdem dieselbe Form angeblich noch an verschiedenen benachbarten Stellen (Wissenbach, Biedenkopf, Ruppachtal) in den Grenzschichten des Unter- und Mitteldevons aufgefunden sein sollte[3]). Diese Legende wurde erst im Jahre 1899 durch L. BEUSHAUSEN[4]) zerstört. Er wies die falsche Bestimmung der übrigen Funde nach und äußerte bereits die Vermutung, daß der Quarzit von Greifenstein nichts als ein verkieselter Kalk sei. Ein Jahr später fand sich der gleiche *Pentamerus* in Kalken des Oberen Mitteldevons unfern des alten Fundpunktes der Quarzite[5]), und damit war das obermitteldevonische Alter der Form sichergestellt, wenngleich es auffällig blieb, daß die Form bei Greifenstein und inzwischen auch bei Klein-Linden u. a. O. in massenhafter Entwicklung festgestellt werden konnte, während sie in den Massenkalken des benachbarten Lahngebietes völlig fehlte, ein Umstand, der offenbar zu ihrer langen Mißdeutung Veranlassung gewesen war.

Nachdem nunmehr die Form in großer Verbreitung und stellenweise sogar ausschließlich herrschend in den Riffkalken des nördlichen (Hörre bei Greifenstein) und des südlichen

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 26, S. 752 ff.

[2]) Leth. geogn. I, Bd. 2, S. 154, 155.

[3]) F. MAURER, N. J. f. Min., 1876, S. 808 ff; C. KOCH, dies. Jahrb. 1880, S. 227; A. v. KOENEN, Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1879, Bd. 31, S. 641.

[4]) Zur Frage nach dem geologischen Alter von *Pentamerus rhenanus*. Dies. Jahrb. 1899, S. 173.

[5]) H. LOTZ, Pentamerusquarzit und Greifensteiner Kalk. Dies. Jahrb. 1900, S. 64 ff.

Horstgebietes (Klein-Linden, Obercleen, Oberrosbach)[1]) nachgewiesen ist, können wir sie als Leitform des Oberen Mitteldevons im Horstgebiete (als Gegensatz zu *Str. Burtini* im Muldengebiete) bezeichnen und in ihr ein Relikt des böhmischen Formenkreises vermuten, auf den auch die verwandten vielrippigen Pentameren, die an der Grenze des Unter- und Mitteldevons in das Lahngebiet einwanderten, zurückzuführen sind[2]). Einen Hinweis dafür, daß auch anderenorts eine dem *P. rhenanus* nahestehende oder sogar mit ihm artgleiche Form in den obermitteldevonischen Riffkalken unter Ausschluß sonstiger Leitformen, insbesondere *Str. Burtini*, vorkommt, gibt OEHLERT in seiner Beschreibung des Kalkes von Montjean[3]).

VII. Die Beziehungen der stratigraphischen Bauelemente des Gebirges zu den tektonischen Phasen.

Wir hätten demnach im Horstgebiete zwischen Hörre und Kellerwald und in den anliegenden Muldengebieten folgende stratigraphische Einheiten und sie einleitende bezw. abschließende Bewegungsphasen zu unterscheiden:

1. das System des Klippenquarzites (Kellerwaldquarzit) als älteste bisher bekannte Schichtengruppe und gewissermaßen das Rückgrat des Horstgebietes bildend[4]).

1a. Vermutlich erste Aufrichtung des Horstgebietes vor oder zu Beginn des Obersilurs.

2. Fossilführendes Obersilur (System der Steinhornschichten) und älteres Unterdevon in böhmischer Facies; soweit bisher bekannt, auf die Südostseite des Quarzitsattels beschränkt.

[1]) Vergl. unten S. 70.

[2]) FRECH, a. a. O. S. 688 (*P. Heberti* und *P. Oehlerti*).

[3]) Notice sur le calcaire de Montjean, Maine et Loire. Ann. Soc. Géol. III, 1877.

[4]) Dabei bleibt die Frage stets offen, ob das System des Kellerwaldquarzites als Liegendes der obersilurischen Steinhornschichten noch mit zum Obersilur gehört, oder aber, was nicht ausgeschlossen ist, ein noch höheres Alter besitzt.

3. I. Tektonische Hauptphase: Einbruch der rheinischen Facies in die bis dahin rein böhmische Facies des Silurs und älteren Devons zum Beginn der Unterkoblenzstufe in zwei vermutlich einander zeitlich rasch folgenden Abschnitten: a) Hercyngrauwacke (Erbslochgrauwacke); b) Unterkoblenzschichten bezw. Michelbacher Schichten. Diesem Einbruch vermutlich vorausgehend eine Aufrichtung und Zerstückelung des alten Horstes einschließlich des Obersilurs und älteren Devons; erste Anlage der Klippen. Rückzug der böhmischen Fauna auf einzelne kleine Kolonieen (Greifensteiner Kalk) in der Klippenregion, in die die rheinische Koblenzstufe vermutlich nicht übergreift[1]).
4. Ablösung der vorwiegend psammitischen Koblenzfacies durch die pelitische Facies der Tentaculitenschiefer an der Wende von Unter- und Mitteldevon; gleichzeitig stärkeres Einwandern böhmischer Fauna aus den Kolonieen der Horstregion (Greifensteiner Kalk) in das benachbarte rheinische Faciesgebiet, infolge der hier vorübergehend eingetretenen günstigeren Lebensbedingungen.
5. II. Tektonische Hauptphase. Erneute Bewegung an den Rändern des Horstgebietes zu Beginn des Oberen Mitteldevons; Faltung und Aufrichtung des Unterdevons einschließlich des Unteren Mitteldevons im Muldengebiet und an dessen Rändern; tektonische Anlage der Lahn- und Dillmulde und erstmalige deutliche Herausbildung des Horstgebietes gegenüber dem umgebenden Muldengebiet. Im Muldengebiet Aufhäufung von Eruptivdecken, Tuffen und mächtigen, die Muldenränder begleitenden Riffkalkablagerungen; im Horstgebiet dagegen Fortbestehen der Tentaculitenschieferfacies mit geringer Entwicklung von

[1]) Möglich wäre allerdings auch, daß die böhmische Fauna die Transgression der rheinischen Koblenzstufe im Horstgebiete nicht überdauert hat, sondern erst später (zur Wende des Unteren Mitteldevons) erneut von O. her in das Horstgebiet und von da in das benachbarte Muldengebiet eingewandert ist.

Riffkalken und einer von der Riffkalkfauna des Muldengebietes abweichenden Tierwelt (*Pentamerus rhenanus*).

6. Letztes Vordringen der böhmischen Fauna des Horstgebietes in der Ruheperiode an der Wende von Mittel- und Oberdevon.
7. Im Oberen Oberdevon erneute Bewegungen (zweite Hauptergußperiode im Muldengebiete) und Transgression der oberdevonischen Hörredeckschichten über das ganze Horstgebiet; innige Vermischung der Horstfacies mit der Muldenfacies dort, wo das Horstgebiet allmählich im Muldengebiet verschwindet (südwestlich der Dill); reichliche Pflanzenführung in den Grauwacken und Schiefern der Hörredeckschichten, deren Erhaltung auf Ablagerungsverhältnisse in der Nähe eines Festlandes deutet.
8. Zur Culmzeit lückenlose Schichtenfolge in den Muldengebieten, erneute Transgression des oberen Culms (Culmgrauwacke z. T. mit Culmkalkgeröllen an der Basis) über die Muldenränder und das Horstgebiet.
9. III. tektonische Hauptphase. Postculmische Hauptfaltung des Gebirges, die sich namentlich in den zu großer Mächtigkeit aufgehäuften Muldensedimenten auswirkte und deren Überschiebung auf das Horstgebiet am Nordrande der Lahnmulde veranlaßte. Abrasion des neugebildeten Faltengebirges.
10. Transgression des Oberen Carbons[1]) (Gießener Grauwacke), das, transgredierend über alle Glieder des Palaeozoicums einschließlich des Culms, als eine mächtige Tafel am Ostrande des Gebirges zwischen Wetter und Butzbach zur Ablagerung gelangt ist und noch heute auf

[1]) Das obercarbonische Alter der Gießener Grauwacke, die übrigens auch petrographisch ein völliges Äquivalent des unteren Flözleeren Sandsteins in Westfalen ist, wurde von mir bereits 1913 (im eingangs erwähnten Vortrage) aus stratigraphischen Gründen vertreten. E. Kayser äußerte zunächst Bedenken dagegen, ist dieser Auffassung später aber aus paläontologischen Gründen (Vorkommen der Fauna der Viséstufe im Culmschiefer von Königsberg, Bl. Rodheim) beigetreten (vergl. Erl. Bl. Marburg, S. 23; Lehrb. d. Geol., II, 4. Aufl., S. 217).

große Erstreckung nördlich und südlich der Lahn wenig gestörte Lagerung aufweist.

11. Nachträgliche schwache Faltung des Gebirges einschließlich des Obercarbons[1]).

Einiges Interesse beansprucht das Verhalten der hier unterschiedenen geologischen Einheiten gegenüber der postculmischen Hauptfaltung des Gebirges. Das Horstgebiet, das bereits zu Beginn des Unterkoblenz und des Oberen Mitteldevons mehrfach gestört und horstartig aufgerichtet war, wurde von der postculmischen Faltung nur in einzelnen Teilen stärker betroffen; vielerorts beobachtet man noch heute in diesem Gebiete flache Lagerung und relativ geringe Störung in den jungdevonischen und culmischen Ablagerungen. Besonders auffällig tritt dies bei der flachen Culmtafel des Lemptales hervor, die auf dem Südrande des Horstgebietes bezw. dem Nordrande des Lahnmuldengebietes in nahezu ungestörter Lagerung aufruht, obwohl über sie hinweg die großen Überschiebungsdecken der Lahnmuldensedimente nach Norden gebrandet sind[2]).

Im Lahnmuldengebiete dagegen wurden die im jüngeren Devon (bei zunehmender Vertiefung des Muldengebietes seit Beginn des Oberen Mitteldevons) zu gewaltiger Mächtigkeit aufgehäuften Sedimente durch den von Südost her wirkenden Faltungsdruck stark gefaltet und aufgepreßt; sie brandeten, in dem nördlich vorgelagerten Horstgebiete starren Widerstand findend, an zahlreichen flachen Überschiebungen von zum Teil vielen Kilometern Länge über den Südrand des Horstgebietes und die ihn überlagernde flache Culmtafel des Lemptales hin-

[1]) Hierauf sind die Bewegungserscheinungen zurückzuführen, die die Grauwacketafel südwestlich von Wetzlar gegen die unterlagernden, steil aufgerichteten Oberdevonschiefer zeigt. Vergl. Joh. Ahlburg, Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1908, Mon.-Ber. S. 300 ff., insbesondere S. 306—309.

[2]) Vergl. Joh. Ahlburg, Die Grube Schöner Anfang bei Breitenbach; ein Beitrag zur Tektonik der Lahnmulde. Dies. Jahrb. 1909, II, S. 345 ff. und Taf. 16.

über. Als ich vor etwa 10 Jahren[1]) über diese von E. KAYSER[2]) zum Teil bereits früher beschriebenen flachen Überschiebungen am Nordrande der östlichen Lahnmulde berichtete, fehlte mir für die Entstehung der ungewöhnlich großen Störungen noch eine genügende Erklärung, vor allem für die Beobachtung, daß die großen Überschiebungsdecken am Nordrande der Lahnmulde nur im Osten erscheinen, während sie weiter westlich so gut wie ganz fehlen. Ich mußte mich vielmehr mit der einwandfrei beobachteten Tatsache abfinden, selbst mit dem scheinbar großen Widerspruch, der darin lag, daß die Culmschichten an der Basis jener großen Überschiebungsdecken von der gewaltigen Gebirgsbewegung fast unberührt geblieben sind, während die gleichaltrigen Culmschichten innerhalb der Überschiebungsdecken aufs stärkste mitgefaltet waren.

Mit der Erkenntnis der Natur des nördlichen Vorlandes löst sich nunmehr jenes Rätsel auf; die Überschiebung der Lahnmuldenschichten über das nördliche Vorland erfolgte nur dort, wo die von Süden brandenden Falten an dem starren Kern des Horstgebietes Widerstand fanden, sie fehlt dagegen weiter westlich, wo der Kern des Horstgebietes allmählich unter das Muldengebiet untertaucht. Die Eigenart der Tektonik am Ostrande der Lahnmulde kann umgekehrt nunmehr sogar als Beweis für das Vorhandensein altdevonischer bezw. vordevonischer starrer Massen im Innern des Horstgebietes angesehen werden.

Auch der scharfe Gegensatz, der zwischen dem Aufbau der östlichen Lahnmulde und dem Südrande der Dillmulde besteht, findet hiermit seine Erklärung. In der Dillmulde waren die Muldensedimente vor dem aus SO wirkenden Faltungsdruck durch das vorlagernde Horstgebiet geschützt; die Faltung ging infolgedessen gleichmäßig mit dem allmählichen Nachgeben des Horstkernes vor sich und führte zur Ausbildung jener schmalen

[1]) Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1908, Mon.-Ber. S. 300 ff. u. Taf. 16.

[2]) E. KAYSER, Über flache Überschiebungen im Dillgebiete. Dies. Jahrb. 1900, S. 7 ff.

isoklinalen Faltenzüge, die das geologische Bild der Dillmulde in einer Weise beherrschen, wie sie wohl einzig im Rheinischen Gebirge dasteht[1]).

VIII. Das Horstgebiet am Südostrande der Lahnmulde.

Die bisherigen Darlegungen umfassen etwa den Gedankengang des eingangs erwähnten Vortrags, dem im wesentlichen nur die Beobachtungen und Aufnahmeergebnisse am Nordrande der Lahnmulde zugrunde gelegt werden konnten. Inzwischen gelang es, am Südostrande der Lahnmulde, bei der Aufnahme der Blätter Weilmünster, Wetzlar und Cleeberg, neue Beobachtungen zu sammeln, die das Gesagte in mancher Beziehung ergänzen und vor allem geeignet erscheinen, eine Erklärung für das Erscheinen des Silurs südlich von Gießen zu bieten.

Der Südrand der Lahnmulde zwischen dem Emsbachtal im Westen und dem Solmsbachtal im Osten wird gebildet von unterdevonischen Schichten (Ober- und Unterkoblenz) in rheinischer Facies, die im Osten[2]) in ununterbrochener Folge bis zu dem aus älterem Unterdevon (Gedinnien und Taunusquarzit) bestehenden Taunuskamm fortsetzen.

Oben wurde schon erwähnt, daß sich innerhalb der Lahnmulde ähnlich wie nach Norden (nördliche Randzone) auch nach Süden eine Änderung des Schichtenbaues im jüngeren Devon gegenüber der Muldenzone vollzieht. Das Obere Mittel-

[1]) Es sei auf die auffällige Analogie dieser Erscheinungen mit der Tektonik im Harze hingewiesen. Auf der Nordwestseite des Horstzuges (Bruchberg-Acker) zeigt sich eine völlige Wiederholung des Faltenbaues der Dillmulde im Oberharzer Grünsteinzuge (vergl. das von M. Koch entworfene Profil: dies. Jahrb. 1894, S. 197). Im Südosten der Horstmasse zeigt die Elbingeröder Mulde, die auch stratigraphisch der Lahnmulde aufs engste verwandt ist, den Verhältnissen am Nordrande der Lahnmulde entsprechende flache Überschiebungen (M. Koch, dies. Jahrb. 1895, S. 155 ff.), deren Verkennung lange Zeit mit die Ursache für die falsche Deutung der Unterharzstratigraphie bildete.

[2]) Etwa auf der Linie Brandoberndorf, Wernborn, Pfaffenwiesbach; der Hunsrückschiefer schiebt sich erst westlich dieser Linie, etwa bei Idstein, als ein nach Westen rasch zunehmender Keil zwischen die Unterkoblenzschichten ein (vergl. auch A. Fuchs, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1916, Mon.-Ber. S. 57 ff.).

devon schrumpft von über 1000 m Mächtigkeit allmählich auf wenige Meter zusammen und greift, diskordant dem älteren Devon auflagernd, zum Teil unmittelbar auf Unterdevon über; das Oberdevon der Muldenzone geht südlich des großen zwischen Muldenzone und Randzone gelegenen Massenkalkzuges Villmar, Aumenau, Gräveneck, Philippstein, Braunfels, Burgsolms, Hermannstein in eine Facies versteinerungsarmer, dachschieferartiger dunkler Tonschiefer über, die, nach Süden noch über das Obere Mitteldevon hinausgreifend, zum Teil ebenfalls unmittelbar dem Unterdevon am Muldenrande auflagern[1]).

Östlich des Weiltales, in der Nähe von Weilmünster, schaltet sich zwischen die jungdevonischen Gesteine des südlichen Muldenrandes und das Obere Unterdevon des Taunusvorlandes eine Schichtenfolge von meist stark gestörten milden Tonschiefern mit plattigen Grauwacken, festen, zähen Glimmerquarziten und Kieselschiefern ein, die von eigenartigen, stark veränderten, meist olivinreichen Diabasen — namentlich östlich des Solmsbachtales — begleitet wird. Hierin, wie in dem eigenartigen, polygenen Charakter ihrer Gesteine steht diese Schichtengruppe den Sedimenten der Muldenzone wie auch dem Unterdevon am Südrande der Mulde als fremdes Element gegenüber. Da Versteinerungen in der Schichtenfolge völlig zu fehlen scheinen, da sie andererseits, namentlich im Westen zwischen Weil- und Solmsbachtal, stets in engster Verbindung mit den Koblenzschichten und zum Teil eingefaltet in diese beobachtet wird, hielt HOLZAPFEL sie bei seiner ersten Aufnahme im Lahngebiete für Oberes Unterdevon; auch ich neigte ursprünglich zu dieser Auffassung, obwohl es unmöglich schien, sie in der Schichtenfolge des sonst im ganzen Gebiete völlig normal entwickelten Oberen Unterdevons mit seiner reichen Fossilführung unterzubringen.

Erst bei der weiteren Verfolgung der fraglichen Gesteine,

[1]) Vergl. JOH. AHLBURG, Über die geologischen Verhältnisse des Blattes Weilmünster. Dies. Jahrb. 1914, II, S. 556 ff. Erl. zu Bl. Weilmünster, Lief. 208 der Geol. Spezialkarte von Preußen.

die ich an anderer Stelle kurz als Solmstaler Schichten zusammengefaßt habe[1]), nach Osten über das Solmsbachtal hinaus stellte sich heraus, daß sie in näherer Beziehung zu den, namentlich auf Blatt Cleeberg (bei Niedercleen, Obercleen, Pohlgöns u. a. O.) und weiterhin am ganzen Ostrande des Gebirges zwischen Gießen und Nauheim entwickelten Massenkalken stehen.

Diese inselartig erscheinenden Massenkalkvorkommen bildeten freilich an sich noch ein Rätsel, dessen Lösung schon des öfteren versucht war. In einer die Tektonik des Taunus behandelnden Arbeit hat GERTH[2]), anknüpfend an Gedanken, die R. LEPSIUS über die Verbreitung von mitteldevonischen Massenkalken im Untergrunde des rheinischen Gebirges ausgesprochen hatte[3]), gewaltige, an alpine Deckfalten erinnernde Überschiebungen angenommen, um nachzuweisen, daß die weit in die Wetterau bei Nauheim, Friedberg und Oberrosbach hineinragenden Taunusquarzitzüge auf jüngerem Devon (Massenkalk) schwimmende Decken sind.

Geht man jedoch nicht von den unzulänglichen Aufschlüssen der Nauheimer Tiefbohrungen aus, um die Lagerung des Taunusquarzites zum Oberen Mitteldevon am Ostrande des Gebirges zu deuten, sondern untersucht die Aufschlüsse an den Kalkinseln in der Umgebung von Cleeberg, so zeigt sich, daß der Massenkalk über die einzelnen Glieder des älteren Devons am Ostrande des Gebirges transgrediert, und man gewinnt die Überzeugung, daß die bekannten Kalkvorkommen am Ostrande des Gebirges die Reste eines alten, den Gebirgsrand von Gießen bis Oberrosbach und vermutlich noch darüber hinaus über Wiesbaden bis Bingen und Stromberg begleitenden großen Küstenriffes der Oberen Mitteldevonzeit darstellen, das auf den verschiedensten, damals bereits gefalteten, älteren devonischen Gesteinen (einschl. des Unteren Mitteldevons) zum Absatz kam.

[1]) Vergl. Erl. zu Bl. Weilmünster.

[2]) H. GERTH, Gebirgsbau und Facies im südlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges. Geol. Rundsch. I, 1910, S. 82 ff.

[3]) R. LEPSIUS, Notizen zur Geologie von Deutschland. Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde u. d. Großh.-Hess. Geol. L.-A., IV. Folge, Heft 29, 1908.

Wie weit sich dieses Küstenriff ursprünglich in das Innere des heutigen Gebirges fortgesetzt haben mag, zeigt eine kleine von der Erosion verschont gebliebene Kalkscholle mit Solmstaler Schichten im Hangenden und aufgerichteten Unterkoblenzschichten im Liegenden zwischen Usingen und Wernborn. Dieses interessante Kalkvorkommen inmitten des Taunusunterdevons wird von STIFFT schon in seiner sorgfältigen Monographie des Herzogtums Nassau erwähnt[1]), während es auf der jüngeren v. DECHEN'schen Karte fehlt. Neuerdings hat FRANK[2]) eine Beschreibung dieser Kalkinsel und einiger anderer in der Nachbarschaft gegeben, ohne freilich auf die große Bedeutung, die diesem Funde zukommt, hinzuweisen.

Die heutige Form und Verbreitung dieser Kalkinseln ist offenbar eine Folge der postculmischen Hauptfaltung des Gebirges. Die bereits vorgefalteten älteren devonischen Gesteine des Taunus und Taunusvorlandes wurden mit den sie diskordant überdeckenden Riffkalken und oberdevonischen Schichten (Solmstaler Schichten) zu flachen Sätteln und Mulden zusammengeschoben; die sich nach dem Innern des Gebirges mehr oder weniger rasch aushebenden Mulden werden an ihren Rändern von den Resten des ursprünglich offenbar zusammenhängenden Kalkriffes begleitet, dessen Fortsetzung unter den jungdevonischen Deckschichten und den tertiären Bildungen am Rande der Wetterau zu suchen ist.

Hiernach tritt also der Massenkalk am Ostrande des Gebirges in engste Verbindung mit den Massenkalkzügen der Lahnmulde, die ebenfalls zum Teil dem Unterdevon an den Muldenrändern transgredierend aufruhen und es erscheint nicht ausgeschlossen, daß unter der obercarbonischen Grauwacketafel zwischen Gießen und Wetzlar noch eine direkte Verbindung zwischen den Riffkalken des Muldengebietes und denen am Ostrande des Gebirges besteht.

---

[1]) C. E. STIFFT, Geognostische Beschreibung des Herzogtums Nassau. Wiesbaden, 1831, S. 267.

[2]) W. FRANK, Beiträge zur Geologie des südöstlichen Taunus, insbesondere der Porphyroide dieses Gebietes. Inaug.-Diss. Marburg 1898.

Während aber erstere sich aufs engste in ihrer Fauna an die Stringocephalenstufe der Eifel und des nördlichen Rheinischen Gebirges anlehnen[1]) und nur in einzelnen Formen die Nachbarschaft der im Unteren Mitteldevon noch überwiegenden böhmischen Facies verraten, scheint in den Kalken am Ostrande des Gebirges, soweit die bisherige paläontologische Bearbeitung derselben ein Urteil zuläßt, ein anderer Formenkreis zu herrschen. Lotz[2]) weist zwar in seiner Bearbeitung der Fauna des Massenkalkes der Lindener Mark auf die nahe Verwandtschaft einzelner Formen mit Paffrath hin, betont aber doch die verschiedenartige Entwicklung der gemeinsamen Gattungen, namentlich von *Megalodus* und *Mecynodus*. Wichtig ist indessen vor allem das Fehlen von *Stringocephalus Burtini*, der in manchen Kalken des benachbarten Lahnmuldengebietes geradezu ausschließlich herrscht, ferner das Fehlen von *Uncites gryphus*. Demgegenüber steht das häufige Vorkommen von *Pentamerus rhenanus* (= *Conchidium hassiacum* Frank) bei Kleinlinden westlich von Gießen[3]), am Schalsberg bei Obercleen[4]), bei Oberrosbach[5]) und vermutlich auch auf der Lindener Mark, einer Form, die dem Stringocephalenkalk des benachbarten Muldengebietes völlig fremd ist, uns dagegen bereits an anderer Stelle, auf dem Hörrezuge westlich von Greifenstein, auch dort in massenhafter Anhäufung begegnet ist (vergl. oben S. 60). Daß *Pentamerus rhenanus* eine dem rheinischen Formenkreise völlig fremde Form ist, wurde bereits früher, als er noch als unterdevonisch galt, von F. Frech erkannt. Seine ausschließliche Verbreitung in den Massenkalken des Horstgebietes, das völlige Fehlen in den Stringocephalenkalken des Mulden-

---

[1]) Vergl. E. Holzapfel, Das Obere Mitteldevon usw. Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 16.

[2]) H. Lotz, Die Fauna des Massenkalkes der Lindener Mark bei Gießen. Schr. d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturwiss., Marburg 1900, Bd. 13, S. 197 ff.

[3]) Lotz, a. a. O. S. 231.

[4]) Frank, a. a. O. S. 32.

[5]) H. Lotz, Ein neuer Fundpunkt von *Pentamerus rhenanus* F. Roem. Dies. Jahrb. 1901, S. 101 ff.

gebietes, macht ihn gewissermaßen zur Leitform des Oberen Mitteldevons im Horstgebiete und legt die oben angedeutete Vermutung nahe, in ihm ein Relikt des böhmischen Formenkreises zu sehen, das die rheinische Invasion während des Oberen Mitteldevons überdauert hat.

Rückt hiermit der Massenkalk am Südrande des Gebirges dem Oberen Mitteldevon im Horstgebiete nördlich der Lahnmulde nahe, so gilt dies noch mehr bezüglich der ihn begleitenden Solmstaler Schichten. Sieht man ab von der petrographischen Ähnlichkeit der Solmstaler Schichten mit der Gruppe der jungdevonischen Hörregesteine, auf die bei der großen Mannigfaltigkeit der fraglichen Sedimente kein zu großes Gewicht gelegt werden soll, so treten sie doch nach ihrem Alter und in der faciellen Entwicklung mit den Hörredeckschichten in unmittelbare Parallele. Ähnlich wie bei Altenvers (Bl. Gladenbach) im nördlichen Horstgebiete unmittelbar über den schwach entwickelten Schichten des Oberen Mitteldevons Kalke mit der Fauna des Unteren Oberdevons folgen, sind auch im Kalkgebiete am Ostrande des Gebirges Übergänge in das Untere Oberdevon vorhanden. Zweifelhaft bleibt zunächst ein Vorkommen bei Kleinlinden, westlich von Gießen. Von hier beschrieb SANDBERGER die Fauna der Bickener Oberdevonkalke (dunkle Tonschiefer und schwarze Kalkknollen mit *Bactrites*, *Buchiola angulifera*, *B. retrostriata* und anderen Formen)[1]). Später nennt E. KAYSER[2]) nach Aufsammlungen von Herrn ROLLE das Vorkommen von *Cardiola interrupta* in bituminösen Kalken »des älteren Oberdevons« bei Kleinlinden, während LOTZ ein ebenfalls von Dr. ROLLE gesammeltes Stück schwarzen Kalkes der Marburger Sammlung erwähnt, in dem deutliche Abdrücke von *Buchiola angulifera* und *B.* cf. *retrostriata* erkennbar sind[3]). Da

---

[1]) Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden 1856. Vergl. auch DIEFFENBACH, Erl. d. Sekt. Gießen d. Geol. Karte des Mittelrhein. Geol. Ver., 1856, S. 26.

[2]) Fauna der älteren Devonablagerungen des Harzes. Abh. Preuß. Geol. L.-A. II, 4, 1878, S. 121.

[3]) Fauna des Massenkalkes der Lindener Mark, S. 202.

es sich hier offenbar um dasselbe Sammlungsstück handelt, ist eine nochmalige Nachprüfung erforderlich, zumal neuerdings Steuer[1]) ohne weiteres anzunehmen scheint, daß die von Dieffenbach und Sandberger namhaft gemachten Klein-Lindener Funde mit den neuentdeckten Obersilurkalken an der Grenze der Gemarkung Lützellinden ident sind.

An anderen Stellen, am Schalsberge und in der Umgebung von Obercleen, gehen die Massenkalke in graue und rote Flaserkalke der Intumescensstufe über. Über diesen noch zum Unteren Oberdevon zu stellenden Kalken folgt zunächst dunkler Tonschiefer mit Kieselschiefereinlagerungen und dann die Hauptmasse der plattigen Grauwacken mit helleren milden Tonschiefern, plattigen Kalken und glimmerreichen Quarziten, eine Reihenfolge, wie sie dem Oberdevon im Horstgebiete nördlich der Lahn völlig entspricht. Daß die am Ostrande des Gebirges als Solmstaler Schichten zusammengefaßten Gesteine insgesamt ungefähr dem höheren Oberdevon entsprechen müssen, folgt auch daraus, daß sie nie zwischen dem Kalk und dem älteren devonischen Untergrund, sondern stets über dem Massenkalk bezw. dem Unteren Oberdevon erscheinen, andererseits von der Gießener Grauwacke zusammen mit dem älteren Palaeozoicum diskordant überlagert werden.

Wir haben also anscheinend am Ostrande des Gebirges, entsprechend der Faciesentwicklung des Devons daselbst, ein neues Horstgebiet zu unterscheiden, das in seinen ersten Andeutungen im Westen am Weiltale beginnt und von hier aus, nach Ost sich rasch verbreiternd, den ganzen Südrand der Lahnmulde bis an das Biebertal begleitet; der größte Teil dieses Gebietes, zwischen Solmstal und dem östlichen Gebirgsrande, ist allerdings fast ganz von der Grauwacketafel des Obercarbons verhüllt und damit einer genaueren Beobachtung entzogen. Immerhin ist zu vermuten, daß dort, wo die Lahnmulde nach Osten sich völlig ausspitzt (östlich Fellinghausen), unter der Grauwacketafel des

---

[1]) Obersilur in der Lindener Mark bei Gießen. Notizbl. d. Ver. f. Erdkde. usw., V. Folge, Heft 2, 1916, S. 196, 197.

Krofdorfer Waldes eine direkte Berührung des südlichen, Gießener Horstgebietes mit dem nördlichen Horstgebiete eintritt.

Das südliche Horstgebiet steht, wie wir sahen, in ähnlich scharfem Gegensatz zur Muldenfacies der Lahnmulde wie das nördliche; es fehlt vor allem auch hier die mächtige Entwicklung der Eruptivfacies des Oberen Mitteldevons, und das jüngere Oberdevon wird hier wie dort von polygenen, vorwiegend grobklastischen Sedimenten eingenommen. Oberes Mitteldevon und Oberdevon ruhen transgredierend dem älteren Untergrunde auf, der im Süden aus verschiedenen Stufen des Unterdevons mit Resten des Unteren Mitteldevons besteht.

Der Untergrund des südlichen Horstgebietes verdient wegen der deutlichen Anklänge, die sich an das nördliche Horstgebiet geltend machen, ein besonderes Interesse. Leider liegen die Beobachtungsverhältnisse in dieser Hinsicht infolge der nahezu geschlossenen Überdeckung mit Gießener Grauwacke besonders ungünstig; nur an wenigen Stellen tritt der ältere Teil des Horstgebietes aus der Grauwackehülle hervor. Als ältestes Schichtenglied des rheinischen Unterdevons erscheinen bei Cleeberg Unterkoblenzschichten als Liegendes des Massenkalkes. Weiter nördlich treten unter der Grauwackehülle des Obercarbons nur noch Oberkoblenzschichten an einzelnen Stellen zutage (Garbenheim[1]) bei Wetzlar, Waldgirmes, Himberg, Fellinghausen, Gambach[2]) und Gießen am Ostrande des Gebirges[3])).

In unmittelbarer Nachbarschaft dieser Vorkommen der rheinischen Oberkoblenzstufe entdeckte Anfangs der 90er Jahre E. KAYSER südlich von Gießen (nördlich und südwestlich von Kleinlinden) einen dalmanitenführenden Sandstein[4]), dem er auf

[1]) Vergl. W. RIEMANN, Über das Alter der Schiefer des Kreises Wetzlar. Verh. Nat. Ver. Rheinl. Westf., 1884, Bd. 40, Corr. Bl. S. 91 ff.

[2]) Grube Adler nordwestl. Gambach; hier wurden beim Abbau von Eisenmanganerzen Oberkoblenzschichten unmittelbar unter Massenkalk angetroffen.

[3]) F. MAURER, N. Jahrb. f. Min., 1874, S. 459. Durch spätere Unterrichtungen E. KAYSER's ist das letztgenannte Vorkommen allerdings wieder in Frage gestellt.

[4]) Die Fauna des Dalmanitensandsteins von Kleinlinden bei Gießen. Schr. d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw., Marburg, 1896, Bd. 13, S. 1.

Grund der aufgefundenen Fauna (neben massenhaft vorkommenden Dalmaniten (*Odontochile*) und anderen böhmischen Trilobiten namentlich Brachiopoden, Korallen und Bryozoen) untermitteldevonisches Alter gab und dem Greifensteiner bezw. Ballersbacher Kalk gleichstellte. Gegen diese Altersstellung haben sich inzwischen mehrfach Zweifel erhoben, nachdem sowohl im Kellerwalde wie bei Marburg[1]) Dalmaniten sich in größerer Zahl in den oben erwähnten Hercynschichten wiedergefunden haben[2]). Sind diese aber dem älteren Unterdevon zuzuweisen, so wird dies um so mehr für den Dalmanitensandstein zu gelten haben, solange die bezeichnenden Odontochilen nur aus dem benachbarten rheinischen Hunsrückschiefer, nicht aber aus den in unmittelbarer Nähe von Kleinlinden entwickelten Stufen des Oberen Unterdevons und aus den untermitteldevonischen Tentaculitenschiefern bekannt geworden sind, deren Facies den Trilobiten wohl fraglos günstigere Lebensbedingungen geboten hätten. Demgegenüber verlieren die Brachiopoden, die der Dalmanitensandstein beispielsweise mit den Leuner Schiefern gemeinsam hat, schon wegen ihrer großen vertikalen Verbreitung an Bedeutung.

Es sprechen also verschiedene Gründe dafür, daß der Kleinlindener Dalmanitensandstein ein heterop entwickeltes Äquivalent der hercynischen Schichtenfolge des nördlichen Horstgebietes ist[3]).

Nachdem wir damit alle jüngeren Bauelemente des nörd-

---

[1]) F. Herrmann, a. a. O., S. 384; F. Drevermann, a. a. O., S. 110.

[2]) Denckmann spricht die gleichen Zweifel in einem kurzen Bericht über das Obersilur von Kleinlinden (Archiv d. Geol. L.-A. Nr. 5938/17) aus und macht insbesondere darauf aufmerksam, daß das von E. Kayser beschriebene *Mimoceras*, auf das sich die mitteldevonische Altersbestimmung stützt, kein Goniatit, sondern nach den Anwachsstreifen zu urteilen ein Gastropod ist (vergl. auch Steuer, a. a. O. S. 195, der diese Angabe offenbar A. Denckmann entnommen hat).

[3]) Vielleicht erweist sich der Dalmanitensandstein bei näherer Untersuchung als ein Äquivalent der Erbslochgrauwacke, da er trotz starker Auslaugung deutlich ein ursprünglich kalkiges Bindemittel verrät und in einzelnen Lagen Konglomeratbänke führt; jedenfalls steht er faciell der konglomeratischen Erbslochgrauwacke näher als den kalkigen und schiefrigen Hercynschichten.

lichen Horstgebietes im Süden wiedergefunden haben, kann es nicht überraschen, daß nunmehr auch das unmittelbare Liegende des Hercyns, das System der obersilurischen Steinhornschichten, durch einen glücklichen Zufall in unmittelbarer Nachbarschaft des Dalmanitensandsteins aufgedeckt worden ist[1]).

Geben auch die bisherigen Aufschlüsse, die sich im wesentlichen auf den Nordabhang des Lückenbachtales nordöstlich von Lützellinden beschränken, kein genaues Bild von der Lagerung der einzelnen obersilurischen Schichtenglieder zueinander, so läßt sich doch der Schluß ziehen, daß sie das unmittelbare Liegende der im Norden (preußisch-hessische Grenze an der Straße Lützellinden—Kleinlinden) und vielleicht auch im Süden[2]) anstehenden Dalmanitensandsteine bilden müssen, und daß beide Schichtengruppen, die zum Teil stark aufgerichtet und gefaltet sind, unmittelbar von flach übergreifendem Stringocephalenkalk überlagert werden.

Betrachten wir zunächst das Verhalten des Gießener Silurs und des Hercyns zum rheinischen Oberen Unterdevon. Im nördlichen Horstgebiete erscheint als ältestes Schichtenglied die Unterkoblenzstufe; sie begleitet das Horstgebiet der Hörre in der südlichen Randzone der Dillmulde und in der nördlichen Randzone der Lahnmulde, erscheint ferner in größerer Verbreitung innerhalb des Horstgebietes bei Weipoltshausen und tritt hier nahe bis an das Hercyn von Hermershausen heran, während im Kellerwalde die Hercyngrauwacke (Erbslochgrauwacke) sogar unmittelbar von den Michelbacher Schichten der Unterkoblenzstufe überlagert wird. Im Süden bei Gießen liegen die Verhältnisse infolge der ungünstigen Aufschlüsse nicht so klar, da es bisher noch nicht gelang, Hercyn und rheinisches Unterdevon in unmittelbarem Zusammenhang zu beobachten. Wahrscheinlich greift bei Gießen nur die Oberkoblenzstufe bis auf den hercynischen bezw. silurischen Kern des Horstgebietes über;

[1]) Vergl. Steuer, a. a. O. S. 191 ff., und A. Denckmann, Bericht über Obersilur bei Kleinlinden.

[2]) Schacht Eichelstück; vergl. Steuer, a. a. O. S. 192, 195.

die Unterkoblenzstufe setzt vermutlich erst weiter südlich ein, Hunsrückschiefer und Taunusquarzit mit dem Gedinnien treten in ihrer heutigen Verbreitung noch weiter nach Süden und Südwesten zurück. Sind somit noch keinerlei sichere Anhaltspunkte über die Beziehungen bezw. die Grenze zwischen der rheinischen Entwicklung des älteren Unterdevons und dem Hercyn des Horstgebietes vorhanden, so kann doch das eine bereits als sicher gelten, daß das rheinische ältere Unterdevon (Gedinnien, Taunusquarzit und Hunsrückschiefer) nicht bis in den Bereich des südlichen Horstgebietes bei Gießen zur Entwicklung gelangt sein kann.

Zusammenfassung.

Nach den obigen Ausführungen lassen sich die einzelnen Elemente, die am Aufbau des östlichen Gebirgsrandes zwischen Kellerwald und Taunuskamm beteiligt sind, in ihren Wechselbeziehungen zueinander und zu den Gebirgsbewegungen folgendermaßen gliedern:

Das älteste Bauelement bildet das sogenannte Horstgebiet, dessen Spuren, ungefähr dem heutigen Ostrande folgend, vom Nordrande der Wetterau über Gießen bis in die Gegend nördlich von Marburg zu verfolgen sind; Teile desselben tauchen weiter nördlich im Kellerwalde, im Harz und vermutlich auch in der Gegend von Magdeburg wieder auf. In zwei schmalen Keilen springt das Horstgebiet vom Gebirgsrande weit nach W bezw. SW in das Gebirge vor. Der nördliche Vorsprung (die Hörre) bildet bis über das Dilltal hinaus die Scheide zwischen zwei Muldengebieten (Lahn- und Dillmulde), der südliche Sporn umrahmt den Südostrand der Lahnmulde und schiebt sich zwischen diese und das Unterdevon des Taunusvorlandes ein. Beide Horstgebiete sind in der Hauptsache durch jungdevonische Schichten (Solmstaler Schichten, System der Hörregrauwacken) charakterisiert, die nach Westen, mit dem Verschwinden des Horstkernes, allmählich in das Oberdevon der Muldenzone übergehen.

Der Untergrund des Horstgebietes wird, zum mindesten im Osten, von Silur in böhmischer Entwicklung gebildet, über dem — wahrscheinlich in lückenloser Schichtenfolge — älteres Unterdevon in ebenfalls noch rein böhmischer Facies (Hercyn) folgt.

Auf der Grenze der Siegener und Unterkoblenzstufe bricht, vermutlich nach voraufgegangenen Faltungen und tektonischen Bewegungen (I. Hauptphase), das rheinische Unterdevonmeer, dessen älteste Ablagerungen (Gedinnien, Siegener Stufe) das Horstgebiet nicht berühren, in zwei einander folgenden Phasen in die böhmische Meeresprovinz des Horstgebietes ein. (1. Hercyngrauwacke, 2. rheinische Unterkoblenzschichten.)

Dieser Einbruch rheinischer Facies erstreckt sich nahezu über das ganze Horstgebiet, soweit es heute im rheinischen Gebirge und im Kellerwalde bekannt ist; im Harz scheint die gleiche Bewegung etwas später erfolgt zu sein, da hier das rheinische Unterdevon (Hauptquarzit des Unterharzes) auf die Oberkoblenzstufe beschränkt zu sein scheint.

Gleichwohl müssen Relikte der böhmischen Fauna diesen Einbruch der Rheinischen Facies während des Oberen Unterdevons überdauert haben, will man nicht annehmen, daß das erneute Erscheinen des böhmischen Formenkreises im jüngeren Devon auf weite ost-westliche Wanderungen zurückzuführen ist. Die Zufluchtsstätte der böhmischen Relikte bildeten vermutlich jene Stellen des Horstgebietes, die bereits im Oberen Unterdevon klippenartig aufragten und so der Reliktenfauna Schutz vor der rheinischen Invasion gewährten. So ist es vielleicht zu erklären, daß sich im Horstgebiete, und zwar nur in diesem, meist in unmittelbarer Nähe der alten Klippen, jene eigenartige, noch rein böhmische Fauna der Greifensteiner Kalke erhalten hat.

Diese, das Obere Unterdevon überdauernden Tierkolonieen bildeten die Herde, von denen aus während des Unteren Mitteldevons und an der Wende des Mittel- und Oberdevons, unter veränderten Meeresverhältnissen, die eine günstigere Entwick-

lung für die böhmische Fauna boten, eine erneute starke Einwanderung böhmischer Formen in das benachbarte rheinische Faciesgebiet (Muldengebiet) erfolgte.

Während der zweiten tektonischen Hauptphase, zu Beginn des Oberen Mitteldevons, zeigt sich das gleiche Bild wie an der Wende des Unteren zum Oberen Unterdevon. Am West- und Nordrande des Horstgebietes entstehen scharfumrissene Einbruchszonen, die zur Bildung der grabenartigen Muldengebiete (Lahn- und Dillmulde) führten. Jedoch steht jetzt das alte Horstgebiet nicht mehr allein. Dem hercynischen Horst, der der Transgression der rheinischen Unterkoblenzstufe anheim fiel, hat sich inzwischen ein neues Element angegliedert; dem Einbruche der Muldengebiete ging eine Faltung des älteren Devons (bis zum Unteren Mitteldevon) voraus, die das ganze Taunusgebiet mit dem hercynischen Horstgebiete zu einer einheitlichen Hauptmasse zusammenschweißte, in die der Einbruch der Lahnmulde erfolgte[1]).

Während das Muldengebiet der Lahnmulde kurz vor dem heutigen Ostrande des Gebirges zu enden scheint, reicht das Muldengebiet der Dillmulde offenbar noch weit über den heutigen Ostrand des Gebirges hinaus; es durchzieht den Kellerwald am Nordwestrande des Silurzuges und bildet im Oberharz den tektonisch wie stratigraphisch nahverwandten Osterode-Claustaler Schalstein- und Grünsteinzug[2]).

Was ich für die Lahnmulde im einzelnen nachzuweisen suchte, daß nämlich der Beginn der mächtigen Eruptivphase der Lahnmulde mit dem Einsetzen der tektonischen Bewegungen zu Beginn des Oberen Mitteldevons in ursächlichem Zusammenhange steht, gewinnt hier über den engen Rahmen der Lahn-

---

[1]) Ähnlich liegen die Verhältnisse bezüglich der Dillmulde, deren Anlage ebenfalls während des Oberen Mitteldevons als Einbruch zwischen dem alten Horstgebiete der Hörre und dem jüngeren Horstgebiete des Siegerlandes erfolgte. Die devonische Faltung des Siegerländer Unterdevons (präsideritische Faltung) wurde von A. Denckmann schon vor längerer Zeit nachgewiesen.

[2]) Mit der Lahnmulde läßt sich aus den gleichen Gründen die Elbingeröder Mulde in Parallele stellen.

mulde hinaus eine erweiterte Bedeutung. Die obermitteldevonische »Diabas- und Schalsteinfacies« sowohl im Rheinischen Gebirge wie im Harz, vielleicht auch noch darüber hinaus am Außenrande der Böhmischen Masse, ist auf die Nachbarschaft des Horstgebietes beschränkt und steht in zeitlichem wie ursächlichem Zusammenhange mit den Einbrüchen, die sich in der Mitteldevonzeit am Rande jenes großen Horstgebietes vollzogen.

Der scharfe Gegensatz, der sich damit an den Außenrändern des Horstgebietes zwischen ihm und dem umrahmenden Muldengebiet vollzieht, bleibt aber nicht auf stratigraphische und petrographische Unterschiede beschränkt, sondern äußert sich auch, wie früher, im Charakter der Fauna. Wie mit dem Einbruch des rheinischen Unterdevonmeeres der Unterkoblenzstufe die rheinische Fauna ihren Einzug in das Horstgebiet hielt, so folgt der Transgression des Oberen Mitteldevons über die Außenränder des Horstgebietes ein neuer Zustrom rheinischer Formen. Sie herrschen neben einigen Relikten der böhmischen Fauna in der Hauptsache in den Riffkalken des Oberen Mitteldevons der Lahnmulde. Ihre wichtigsten Vertreter fehlen dagegen dem Riffkalke des eigentlichen Horstgebietes, in dem eine andere, dem rheinischen Devon fremde Form, der *Pentamerus rhenanus*, wahrscheinlich ein direkter Nachkomme des böhmischen Formenkreises aus dem Unteren Mitteldevon, anstelle von *Stringocephalus Burtini* die Rolle eines Leitfossils übernimmt.

Mit der tektonischen Ruhepause an der Grenze der Mittel- und Oberdevonzeit tritt eine letzte Zuwanderung böhmischer Formen in das Muldengebiet und damit ein größerer Ausgleich in der Fauna beider Faciesgebiete ein; neue Bewegungen im jüngeren Oberdevon führen im Horstgebiete zur Bildung mächtiger klastischer Sedimente (System der Hörregrauwacken); nur die Grauwacken und gewisse plattige Schiefer enthalten organische Reste und zwar Pflanzen, die auf die Nähe des Festlandes deuten. Da sich eine deutliche Abnahme der grob-

klastischen Bildungen von NO nach SW feststellen läßt (im Hörrezuge westlich der Dill, im Weiltalerzuge östlich des Solmstales) wird man das vermutliche Festland im Norden suchen müssen. In westlicher Richtung macht sich eine zunehmende Vermischung der Horstfacies im Oberen Oberdevon mit den gleichaltrigen Schichten des Muldengebietes bemerkbar; gleichzeitig treten die ersten marinen Fossilien auf (Crinoidenbänke in den Plattenschiefern von Dillhausen) und weiter westlich, am Rande des Limburger Beckens, findet sich die Fauna der Muldenfacies auch in den Schichten der Horstfacies wieder.

Noch einmal tritt die Selbständigkeit des Horstgebietes gegenüber dem Muldengebiete hervor; die Schichten des Culms, im Innern der Lahn- und Dillmulde das jüngste Devon normal überlagernd, transgredieren mit den höheren Horizonten (Culmgrauwacke) über das Horstgebiet, das damals vermutlich schon teilweise als Landrücken bestand.

Während der folgenden postculmischen Hauptfaltung (III. Hauptphase) macht sich der Einfluß des Horstgebietes gegenüber dem Muldengebiete nur noch passiv bemerkbar (Überschiebung der Lahnmuldensedimente über das Horstgebiet am Nordrande der Lahnmulde). Von nun an ist das bereits zu Beginn des Oberen Mitteldevons erweiterte Horstgebiet mit dem Muldengebiet zu einer einheitlichen Masse, der »Rheinischen Masse« verschmolzen. Mit dem Beginn des Obercarbons vollzieht sich der große Umschwung in der Gestaltung der Verhältnisse am Ostrande des Gebirges, der bis in die jüngste Vergangenheit anhält. Waren bisher die Meeresinvasionen (zur Unterkoblenzzeit, Obermitteldevonzeit, Oberen Oberdevonzeit, Culmzeit) stets von Westen über das Horstgebiet hereingebrochen, so erfolgen die späteren Invasionen stets von Osten bezw. Nordost und Südost über die rheinische Masse hinweg. Bereits die Transgression des Obercarbons (Gießener Grauwacke) muß aus nordöstlicher Richtung in das Randgebiet der Rheinischen Masse eingedrungen sein; darauf deutet die Schritt für Schritt verfolgbare Abnahme grobklastischen Materials und grober Gerölle von nord-

östlicher (Umgebung von Marburg) in südwestlicher Richtung (zwischen Solms- und Weiltal). Das häufige Vorkommen von Granitgeröllen in der Marburger Gegend läßt auf einen, im alten Horstgebiete nordöstlich von Marburg unter dem Mesozoicum verborgenen Granitstock schließen; denn in dem westlich anschließenden Gebiete der Rheinischen Masse ist Granit nirgends bekannt.

Ist danach aller Wahrscheinlichkeit nach die Transgression des Obercarbons über den Ostrand des Gebirges von NO her erfolgt, so drängt sich weiter die Vermutung auf, daß bereits zur Obercarbonzeit die erste Anlage jener tiefen, ganz Mitteldeutschland von Norden nach Süden durchziehenden Senke erfolgte (Hessische Senke), der entlang weiterhin während des Mesozoicums und zur Tertiärzeit noch mehrfach die Meeresinvasionen stattfanden. Damals muß also bereits eine Trennung zwischen der Rheinischen Masse und einem neuen, östlichen Einbruchsgebiet erfolgt sein.

Zusammengeschweißt im Laufe des Palaeozoicums aus Resten des alten Horstgebietes, den Unterdevonhorsten des Taunus und Siegerlandes und dem umrahmenden Muldengebiet, tritt die Rheinische Masse als neues Bauelement in die weitere Entwicklung ein. Der Invasion des Obercarbons entlang der neugebildeten Senke folgt bald darauf eine weitere Transgression in der Permzeit[1]), später die Transgression der Trias[2]), endlich der Einbruch des Tertiärs[3]). Spuren der kontinuierlich am Rande der Rheinischen Masse sich fortsetzenden Bewegungen sind sogar noch bis in die jüngste Vergangenheit vorhanden[4]). Alle Invasionen haben jedoch die Rheinische Masse seit der Obercarbonzeit nur noch an ihren Außenrändern berührt.

[1]) H. L. F. Meyer, Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Grenze Perm-Trias. Dies. Jahrb. 1910, I, S. 383 ff. Das. die ältere Literatur.

[2]) Dienemann, Das Oberhessische Buntsandsteingebiet. Dies. Jahrb. 1913, II, S. 317.

[3]) Joh. Ahlburg, Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiete der Lahn. Dies. Jahrb. 1915, I, S. 269—373.

[4]) Vergl. Ahlburg, a. a. O. S. 269 ff.

Inhaltsverzeichnis.

Druck verfügt am 29. Dezember 1919.

Über Gebirgsbau im Lippischen Weserbergland.

Von Herren **E. Naumann** und **A. Mestwerdt** in Berlin.

Hierzu Tafel 2 und 2 Textfiguren.

Inhalt.

Im Laufe der letzten Jahre hat sich die geologische Landesaufnahme dem nördlichen Teil des Lippischen Weserberglandes zugewandt. Wir verstehen unter dieser Bezeichnung jenes in der geologischen Literatur noch recht unbekannte Bergland, das im N von der Weser in ihrem Lauf von Rinteln bis Vlotho begrenzt wird, im W und S zu den breiten Niederungen der Werre und Bega abfällt und nach O in das Bergland der Gegend von Hameln übergeht. Unsere geologische Karte (Tafel 2) veranschaulicht jenes Gebiet im Maßstab 1 : 100000, soweit es auf den

Meßtischblättern Vlotho, Rinteln, Lemgo und Bösingfeld zur Darstellung kommt. Von diesen Blättern wurden die ersten beiden[1]) durch E. NAUMANN, Lemgo[2]) durch A. MESTWERDT und Bösingfeld[2]) durch A. KRAISS und O. RENNNER geologisch bearbeitet. War auch der verkleinerte Maßstab zur Gewinnung einer besseren Übersicht geboten, so müssen wir doch in unseren weiteren Ausführungen wiederholt auf die Spezialkarten selbst verweisen.

Unsere Karte zeigt zugleich einen Ausschnitt aus dem nördlichen Verbreitungsgebiet des lippischen Keupers, dessen sämtliche Schichtenstufen hier vertreten sind. Man bemerkt, daß der Kohlenkeuper mit den festen Bänken seiner unteren Abteilung, Dolomiten und Sandsteinen, recht beträchtliche Flächenräume einnimmt, denen gegenüber der bedeutend mächtigere Gipskeuper benachteiligt zu sein scheint. Wiederum ansehnliche Räume erfüllt das Rät. Neben der jüngeren Trias treten einerseits Muschelkalk und Buntsandstein, andererseits Lias und Tertiär auf. Das Muschelkalkgebiet besteht vorwiegend aus Ceratitenschichten, unter denen mehrfach Trochitenkalk und Schichten der Anhydritgruppe hervortreten, während der Wellenkalk nur an einigen wenigen Punkten zutage tritt. Das Vorkommen von Buntsandstein in unserem Gebiete war bislang unbekannt und ist an eigenartige Lagerungsverhältnisse geknüpft. Vom Lias sind nur Schichten seiner Unterstufe bekannt und vom Tertiär Oligocän und Miocän.

Was nun die Verteilung dieser verschiedenen Formationen anbetrifft, so erscheinen sie zu Sättel- und Muldenbezirken oder zu Hebungs- und Senkungsfeldern angeordnet. Wir bezeichnen mit diesen Namen zunächst nur, in welchem Lagerungsverhältnis die verschiedenen Bezirke zueinander erscheinen, ohne damit auch genetische Vorgänge kennzeichnen zu wollen. Gehen wir vom Unteren Gipskeuper aus, so haben wir das Gebiet des Kohlenkeupers, Muschelkalks und Buntsandsteins als Hebungsraum, das

[1]) Lieferung 233 der geologischen Spezialkarte von Preußen usw.
[2]) Lieferung 197 der geologischen Spezialkarte von Preußen usw.

des jüngeren Gipskeupers, des Räts und des Lias als Senkungsfeld anzusehen. Das Tertiär mit seiner übergreifenden Lagerung nimmt demgegenüber eine Sonderstellung ein. Ein großes Senkungsfeld ist die Gegend südlich von Rinteln; es dehnt sich in der Richtung der Exter bis in die Gegend von Bösingfeld und weserabwärts bis zum Buhn aus.

Ihr entspricht im SW unseres Kartengebiets die Lemgoer Mulde. Zwischen beiden liegt eine Hebungszone, die der SO-NW-Diagonale der Karte folgt. Ein wesentlicher Unterschied besteht, wie man sofort bemerkt, zwischen Hebungs- und Senkungsräumen: in den letzteren herrscht ein wenig gestörter Schichtenaufbau vor, nur ausnahmsweise zeigen sich Verwerfungen. Im Hebungsbezirk dagegen treffen wir nur selten auf eine größere Reihe ungestört aufeinander folgender Schichten, vielmehr durchschwärmen Verwerfungen in großer Zahl das Gebirge. Hierbei kommt es mehrfach sogar zur Einschaltung von Muldenbezirken, von denen der südöstlich von Valdorf größere Ausdehnung erlangt.

Die Hebungszone, welche das nördliche Lippische Bergland durchzieht, hat von STILLE den Namen »Pyrmonter Achse« erhalten[1]). Südöstlich unseres Kartengebietes liegt Pyrmont selbst, während sich nach NW der Herforder Keupervorsprung anschließt, als dessen weitere Fortsetzung die Pießberg-Achse gilt. Über den inneren Bau der Pyrmonter Achse wußte man bislang so gut wie gar nichts und hatte an der Hand älterer Übersichtskarten die Vorstellung gewonnen, daß es sich dabei um eine flache, SO-NW gerichtete Aufwölbung von Triasschichten handle. In diesem Sinne sind auch noch die Profile STILLE's gehalten, und wenn sie auch für gewisse, nicht unbeträchtliche Abschnitte der Pyrmonter Achse zutreffen, so ist damit doch keine erschöpfende Darstellung aller längs ihres Verlaufes auftretenden tektonischen Verhältnisse gegeben, am wenigsten für den in unserer Karte dargestellten Teil der Hebungszone. Die zahlreichen Störungen haben vielfach recht seltsame Erscheinungs-

[1]) H. STILLE, Der geologische Bau der Ravensbergischen Lande. 3. Jahresbericht des Niedersächs. geol. Vereins, Hannover 1910, S. 226 ff., Fig. 1, 3 u. 4.

formen hervorgerufen, auf die wir hinweisen und deren Entstehung zu erklären wir versuchen möchten.

Hierzu erscheint es wünschenswert, zunächst einen Überblick über die einzelnen natürlichen Teilbezirke unserer Hebungszone und der ihr benachbarten Muldenbezirke zu gewinnen.

Nordöstlich von der Pyrmonter Achse — wir rechnen den großen Muschelkalksattel von Kalldorf-Asendorf noch mit dazu — fallen die Rätschichten vom Buhnberg bei Vlotho bis Silixen in nordöstlicher Richtung nach dem Wesergebirge hin ein, in der Gegend von Rohbraken und Bremke dreht sich jedoch ihr Streichen herum, so daß sie bei Uchtdorf nach NW einfallen, um dann zwischen Strücken und Hemeringen (Bl. Hess.-Oldendorf) wieder das alte nordöstliche Fallen anzunehmen. In der so geschaffenen breiten Muldenbiegung liegt der Extener Lias, der sich unter dem Diluvium noch weiter nach Westen ausdehnen mag. Bei Wennenkamp wölbt sich aus dem jüngeren Keuper ein kleiner Sockel von Schilfsandstein und Unterem Gipskeuper heraus, der an seiner Südflanke von nordöstlich streichenden Verwerfungen zerschnitten wird. Diese gehören zu einem eigenartigen System von wenig ausgedehnten Verwerfungen, die von Almena nach Bremke streichen und ihrer Richtung nach derjenigen der Lias- und Keupersenken von Dörentrup, Göttentrup und Bösingfeld, also der sogenannten Falkenhagener Richtung nahekommen, wenn sie auch allgemein mehr rein SW-NO gerichtet sind. Diesen Schichtenverschiebungen verdanken wir die Erhaltung einiger Liasschollen bei Almena, Rohbraken, Bremke und Friedrichswald. Das Bezeichnende an diesen Verwerfungen ist, daß sie nur von kurzer Erstreckung sind, also stets sehr bald wieder ausklingen. Die Liasschollen sind meist nur einseitig versenkt, nur bei Rohbraken wird der Lias beiderseits von Verwerfungen begrenzt.

Im Wesertale sind die Liasschichten bei Veltheim, an der Fähre in Eisbergen und in der Kiesbaggerei »Weser«, westlich von Rinteln, nachgewiesen. Es scheint also, daß der Lias dem Keuper normal auflagert, und es sind bisher keine Anzeichen für Verwer-

fungen im Wesertale beobachtet worden; der Zusammenhang mit dem Braunen Jura des Wesergebirges dürfte also nicht unterbrochen sein.

Der Wellenkalk in der Südostecke unserer Karte bezeichnet den Eintritt der Pyrmonter Achse in unser Gebiet. Sie hat bis hierhin von Pyrmont her erst eine Erstreckung von wenigen Kilometern erlangt. Der Pyrmonter Talkessel besteht in seinem Kern aus Mittlerem Buntsandstein, der rings von Röt und Muschelkalk überlagert wird, und läßt bereits eine südost-nordwestlich eingestellte Längsachse erkennen. Der nächste Punkt, an dem die Hebungslinie bestimmt war eine praktische Rolle zu spielen, ist Sonneborn. In der hier im Jahre 1912 niedergebrachten Tiefbohrung war der Obere Zechstein anstatt durch die ursprüngliche Salzfolge durch ein Trümmergebirge vertreten[1]). Es zeigten sich hier aber Ausbrüche von Sole und Kohlensäure, zwei Begleiterscheinungen, die der Pyrmonter Achse auf ihrer gesamten Erstreckung bis zum Piesberg bei Osnabrück treu bleiben.

Die flache Sattelstellung der Schichten und die nahezu ungestörte Lagerung auf beiden Flügeln erreicht bei Alverdissen, wohin die Achse ein wenig nördlich ausweicht, ihr Ende. An ihre Stelle tritt in der Richtung auf Schwelentrup zu eine erhebliche Verschmälerung der Hebungszone selbst und ein Abschneiden der Flügel an streichenden Störungen, von denen die am Nordflügel zumal in der Gegend von Hohensonne ein ganz schwaches nördliches Einfallen hat. Die Aufsattelung der Schichten ist in diesem Abschnitt nur geringfügig, Oberer Muschelkalk und Kohlenkeuper liegen in der Hebungszone, während die weit sich ausbreitenden Flügel aus Unterem Gipskeuper bestehen, auf den in nördlicher Richtung nach Bösingfeld zu und ebenso im S bei Wendlinghausen ganz regelmäßig höherer Gipskeuper und Rät folgen.

Weiterhin in der Gegend zwischen Schloß Sternberg und Domäne Göttentrup zeigt uns die Spezialkarte durchaus verän-

[1]) Vergl. O. Renner, Der Obere Zechstein an der Pyrmonter Achse usw. Zeitschrift der Deutschen Geol. Ges., Bd. 66, Mon.-Ber. S. 1—7, 1914.

derte Verhältnisse. Die von Pyrmont bis hier innegehaltene SO-NW-Richtung wird plötzlich durch ein westsüdwest-ostnordöstliches Streichen der Schichten und Störungen abgelöst. Diese neue Richtung ist dieselbe, die wir wiederholt im Lippischen Berglande zwischen Teutoburger Wald und Weser, ja auch noch östlich über diese hinaus auftreten sehen, nämlich die sogenannte Falkenhagener Richtung[1]). Die in diesem Sinne streichenden Störungen kann man als Querbrüche zu den vorherrschenden SO-NW-Brüchen auffassen. Sehr beachtenswert ist nun zumal auch bei der Frage nach der Entstehung dieser Falkenhagener Störungen der Umstand, daß an ihnen fast ausschließlich Schichtenversenkungen stattgefunden haben. Bei Schloß Sternberg und Göttentrup haben wir nun eine Stelle, wo sich Falkenhagener Grabenbrüche und die Pyrmonter Hebungszone schneiden. An dem Schnittpunkt finden wir zunächst Unteren Gipskeuper, also eine Schichtenstufe, die sich gegenüber der Sättel- und Muldenbildung in unserem Kartengebiet unentschieden verhält. Daraus folgt, daß sich Hebung und Senkung gegenseitig aufgehoben haben und mit größter Wahrscheinlichkeit auch, daß beide Bewegungen im wesentlichen zu gleicher Zeit erfolgten.

Der Gipskeuper schneidet gegen den Kohlenkeuper mit Verwerfungen von Falkenhagener Richtung ab. In seiner Mitte liegen oberster Gipskeuper und Rät eingebrochen, und zwar an WSW-ONO-Störungen. Im Fortstreichen dieser Versenkungen liegt einerseits die Liasmulde von Bösingfeld und andrerseits der Dörentruper Tertiäreinbruch, auf den hier nur kurz eingegangen werden soll[2]).

Das Tertiär besteht aus marinen Ablagerungen des Mittel- und Oberoligocäns sowie aus braunkohleführenden Sanden und Tonen des Miocäns. An der randlichen Umgrenzung des Tertiär-

[1]) Vergl. A. Mestwerdt, Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben. v. Koenen-Festschrift. Stuttgart 1917, S. 221—230.

[2]) Vergl. A. Mestwerdt, Über Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Tertiärvorkommen im Fürstentum Lippe. 3. Jahresbericht des Niedersächs. geol. Vereins, Hannover 1910, S. 179 ff.

gebiets fehlt vielfach ein Teil der Oligocänschichten, so daß diese mit einer Verwerfung gegen die mesozoische Umgebung abschneiden. Zu beiden Seiten des Abbruches erscheinen die Schichten manchmal geschleppt. Aus dem Umstande nun, daß das Tertiär längs seines am besten bekannten Nordrandes erst gegen Lias, dann gegen Rät und endlich gegen Steinmergelkeuper abschneidet, kann man nun nicht etwa folgern, daß der Randbruch in der gleichen Richtung an Sprunghöhe zunimmt, sondern es ist bei der gleichbleibenden Mächtigkeit beispielsweise der oberoligocänen Sandmergel ganz augenscheinlich, daß das Tertiär bei seiner übergreifenden Ablagerung hier bereits muldenförmig gelagertes Mesozoicum vorfand. Von dieser vortertiären Mulde, deren Mitte aus Lias besteht — ihr Gegenstück bildet die Liasmulde von Bösingfeld —, wurde der innere Teil nach Ablagerung der miocänen Bildungen in gewissem Ausmaße versenkt. Dadurch kamen die Tertiärschichten in eine Tiefenlage, in der sie vor späterer Abtragung bewahrt blieben, während sie ihr in der Nachbarschaft zum Opfer fielen. Die Mittellinie der Dörentruper Tertiärversenkung streicht im Falkenhagener Sinne, der sich hier wie auch sonst gelegentlich einer reinen SW.-NO-Richtung genähert hat.

Jenseits der etwa 800 m breiten Unterbrechung, welche die Pyrmonter Hebungszone zwischen Göttentrup und Schloß Sternberg durch Falkenhagener Brüche erlitten hat, tauchen bei Schwelentrup wieder Oberer Muschelkalk und Kohlenkeuper empor, und zwar geschieht dies in einem deutlich sechseckig umgrenzten Raume. Je zwei gegenüber liegende Seiten des Sechsecks verlaufen einander parallel, dabei liegt ein Seitenpaar südost-nordwestlich, das zweite im Falkenhagener Sinne, während das dritte einer Resultanten der beiden anderen Richtungen folgt. Auf der Nordseite des Sechsecks findet sich wiederum Unterer Gipskeuper, mithin noch einmal eine Unterbrechung der Pyrmonter Hebung, und wenn sich auch weiterhin auf Lüdenhausen zu noch mehrfach Falkenhagener Einflüsse geltend machen, so kommt doch die SO-NW-Richtung mehr und mehr zur Vorherrschaft.

Indessen haben sich doch von Schwelentrup ab die Verhält-

nisse an der Pyrmonter Achse vollkommen verändert. Die Hebungszone verbreitert sich in außerordentlichem Maße, aber diese Erweiterung auf mehr als 10 km Breite erfolgt doch nicht in der Weise, wie dies bei Pyrmont der Fall ist, nämlich durch eine schwache Aufsattelung des Kernes und durch weit ausladende Flügel. Vielmehr ragen innerhalb der Verbreiterungszone mehrere nicht ineinander übergehende, sondern voneinander getrennte Sattelkerne oft unter steilem, ja überkipptem Einfallen der Schichten empor, so daß man von einer Gabelung oder Verzweigung der Pyrmonter Achse, besser aber vielleicht noch von einem gedrängten Nebeneinanderauftreten einzelner Hebungsbezirke von räumlich sehr verschiedenem Ausmaße reden könnte. Denn wenn man bei Verfolgung der Achse von Schwelentrup aus einerseits wohl nach Lüdenhausen geführt wird, so kann man andererseits doch ebenso gut eine Verbindung über Hillentrup zu dem Muschelkalk des Kleebergs finden. Von hier aber dürfte es doch schwierig sein, eine Brücke nach dem Buntsandstein von Lüerdissen oder dem Wellenkalk von Bavenhausen zu finden und weiterhin nach der Hebungszone bei Huxol odor der des Rafelder Berges, von kleineren Bezirken wie unterhalb der Saalegge und bei Vlotho zu schweigen.

Bei diesem ersten Überblick über die verschiedenen Hebungsbezirke bemerkt man, daß die zwischen ihnen liegenden Räume großenteils von Kohlenkeuper eingenommen werden. Außerdem legen sich aber vielfach auch jüngere Schichten dazwischen, nämlich Gipskeuper, Rät und Lias, so daß die Verbreiterungszone der Pyrmonter Achse als ein Faltungsgebiet mit dicht aneinander gedrängten, zerrissenen Sätteln und Mulden erscheint. In dem südlichen Teile der Verbreiterung sind hauptsächlich folgende Aufsattelungen zu erkennen:

1. Das Muschelkalkgebiet des Kleeberges und seiner Umgebung.
2. Das Muschelkalkgebiet bei Lüdenhausen.
3. Die Wellenkalkhebung von Brosen.
4. Die Buntsandsteinaufpressung bei Lüerdissen.
5. Die Muschelkalkhebung von Huxol und Niederntalle.

Neben diesen Hebungsräumen treten hauptsächlich folgende Senkungsfelder auf:

1. Die Bavenhauser Keuperversenkung.
2. Der Keupergraben von Lüerdissen, Rentorf, Waterloo und Elend.
3. Der Keupereinbruch von Talle.

Was zunächst die Hebungsbezirke anbetrifft, so bieten die Muschelkalkgebiete des Kleeberges und bei Lüdenhausen nichts sonderlich Bemerkenswertes. Die Hebung steht mit Störungen in Verbindung, durch die vielfach Mittlerer Muschelkalk neben Ceratitenschichten verworfen ist. Der Trochitenkalk tritt dabei gern in Form kleiner Erosionsreste längs der Verwerfung auf, und zwar mit einer von den Ceratitenschichten abgewandten Neigung, eine Erscheinung, die in unserem Berglande mehrfach wiederkehrt und durch Fortführung leicht löslicher Gesteine des Mittleren Muschelkalks bedingt sein könnte.

Von keinem der beiden Muschelkalkgebiete führt eine deutliche Verbindung nach der Wellenkalkhebung von Brosen. Südlich des Ortes taucht Unterer Muschelkalk, nach allen Seiten von Verwerfungen abgeschnitten, horstartig empor. Er ist schwach sattelförmig gebogen, und die Sattellinie streicht SSO-WNW. Diesen Kern umgibt ein Mantel von Mittlerem Muschelkalk mit auflagernden Erosionsresten von Trochitenkalk, die längs der den Mantel begrenzenden Verwerfungen liegen. Der Mantel endigt nach S in zwei Zipfeln, von denen aus Fortsetzungen der Störung in das vorlagernde Gebirge nicht zu erkennen sind. Die äußere Hülle besteht aus Ceratitenschichten, auf die sich Kohlenkeuper und im O auch noch Gipskeuper legen, und auch diese Hülle wird allseitig von Verwerfungen abgeschnitten. Kern, Mantel und Hülle sind also staffelförmig gegen einander bewegt oder teleskopartig auseinander herausgeschoben. In der äußeren Hülle lassen sich im NW Störungen beobachten, an denen in geringer Entfernung noch einmal Wellenkalk sich heraushebt.

Wie die Wellenkalkhebung von Brosen, so erscheint auch die Buntsandsteinaufpressung bei Lüerdissen ganz unvermittelt.

Auffällig ist hier die sonst an der Pyrmonter Achse unseres Gebietes nirgends beobachtete SN-Richtung. Sie erinnert an das Vorland des südlichen Teutoburger Waldes, wo SN- und SO-NW-Richtungen einander ablösen oder in einander überzugehen scheinen. Hier bei Lüerdissen könnte man sie als eine der beiden Komponenten zur allgemeinen SO-NW-Richtung auffassen, während die andere Komponente in den von Hillentrup her ostwestlich streichenden, freilich unbedeutenderen Störungen zu erkennen wäre. Den Kern der Lüerdisser Aufpressung bildet ein schmaler über 1 km langer Streifen von Unterem und Mittlerem Buntsandstein. Ein kleiner aus den gleichen Schichten bestehender Gebirgskeil wird von dem Hauptstück durch zwischengefaltete und eingeklemmte Massen von Mittlerem Muschelkalk und Gipskeuper abgetrennt. Das Hauptstück trägt an seinem Südende einen kurzen Sporn, der aus Mittlerem Muschelkalk und Trochitenkalkresten besteht und durch Verwerfungen gegen den umgebenden Kohlenkeuper abgeschnitten wird. An das Nebenstück schließen sich noch Schollen von Wellenkalk, und die Aufpressung endigt im Trochitenkalk, der wiederum gegen Kohlenkeuper durch Störungen begrenzt wird. Auf den Buntsandstein des Hauptstückes, von dem allein weiterhin die Rede sein wird, folgen nach O größtenteils in regelmäßiger Auflagerung Röt und Wellenkalk, und zwar beobachtet man in letzterem steilere Einfallswinkel (bis zu 90°) als an dem Kern selbst.

Auf der Westseite erfolgt nahe dem Südende auf engstem Raume ein schroffer Übergang vom aufgepreßten Buntsandstein zum flach lagernden Kohlenkeuper, worüber ein Hohlweg bei Lüerdissen den wünschenswertesten Aufschluß gibt. Hakenförmig sind die roten Sandsteinbänke umgebogen, daneben liegen wenige Meter Röttone, in die schon gelbe Mergel des Mittleren Muschelkalks eingequetscht sind, während der Wellenkalk ganz fehlt. Vom Trochitenkalk ist nur ein Block aus einer Bank übrig geblieben, es folgen sofort die obersten Ceratitenschichten, die bei schon flacherer Lagerung von Kohlenkeuper bedeckt werden. Die Heraushebung des Buntsandsteins erfolgte hier also unter Ausfall

und Verquetschung größerer Schichtenfolgen. Bei dieser Sachlage ist es recht wohl denkbar, daß im Innern der Aufpressung etwa vorhandene Zechsteinsalzmassen infolge ihrer Plastizität mehr als andere Gebirgsmassen hochgetrieben sind, so daß sie in geringere Tiefen kamen, als man bei der Mächtigkeit des Buntsandsteins erwarten konnte. Es liegt auf der Hand, daß über solche Salzlager, falls sie einer nachträglichen Auslaugung entgangen sein sollten, kaum Näheres gesagt werden kann.

Der Verwurf, der den Buntsandstein auf seiner Westseite begrenzt, verliert in nördlicher Richtung an Sprunghöhe und gabelt sich bei Bavenhausen. Der Ostzweig wird zu einer steilen Überschiebung, an welcher Kohlenkeuper Schichten des Mittleren und Oberen Muschelkalks unterteuft und weiterhin eine kleine, auf drei Seiten von Keuper umschlossene Wellenkalkscholle emporragt. An dem Westzweig liegt das Nordende der Lüerdisser Hebung, und die Natur dieser Störung verrät sich östlich von Elend in einer winzigen Kohlenkeuperscholle von dreieckiger Gestalt, die aus Gipskeuper hervorbricht.

Die Muschelkalkhebung von Huxol und Niederntalle bildet den Westrand der verbreiterten Pyrmonter Achse und zeigt im übrigen keine von den gewohnten Bildern wesentlich abweichenden Lagerungsformen.

Was nun die Senkungsbezirke des Südteils anbetrifft, von denen wir oben hauptsächlich drei namhaft gemacht haben, so folgt die Bavenhauser Keuperversenkung im Streichen den Hebungen von Brosen und Lüerdissen, zwischen denen sie eingezwängt liegt. Auf engem Raume drängen sich die Schichten des Gipskeupers um zwei aus Rät bestehende Mittelpunkte zusammen, nach denen sie trichterförmig einfallen. Der Keupergraben von Lüerdissen, Rentorf, Waterloo und Elend streicht gleichfalls südnördlich und wird seiner ganzen Länge nach von einer Grabenspalte durchzogen, nach der die Schichten von beiden Seiten, also von O und von W, einfallen. Der Keupereinbruch von Talle hat kreisförmige Gestalt, wobei Rät die Mitte einnimmt.

In dem nordwestlichen Teil der Pyrmonter Achse, also im

Bereich des Meßtischblattes Vlotho, ist die auffälligste Erscheinung der bei Tevenhausen über 3 km breite, flache Sattel von Oberem Muschelkalk, in dessen Bereich der Wellenkalk und Mittlere Muschelkalk in verschiedenen Erosionsfenstern sichtbar werden, während Reste der Kohlenkeuperdecke besonders den Rafelder Berg (332 m) umgeben. Dieser Asendorf-Kalldorfer Sattel ist eine etwa 9 km lange, flache Aufsattelung, die nur von wenigen Schichtenverschiebungen begleitet ist. Die am Nordostrande dieses Sattels von Mestwerdt[1]) angegebene Verwerfung, seine Quellspalte für die Kalldorfer Heilquellen, ist zu streichen, wie überhaupt Mestwerdts Übersichtskarte durch unsere Karte (Taf. 2) manche Berichtigung erfährt. Die Kalldorfer Quellen scheinen vielmehr aus einer Reihe kleiner unbedeutender Verwerfungen aufzusteigen, die nur z. T. im Kartenbilde zum Ausdruck kommen, trotzdem aber sehr tief in das Felsgerüst der Erde hinabreichen können. Auch der von Mestwerdt vermutete Zusammenhang der Kalldorfer Quellen mit der Oeynhauser Quellspalte bei Vlotho ist als wenig wahrscheinlich zu bezeichnen, denn es läßt sich keine Verbindung zwischen der westlich von Kalldorf im Kohlenkeuper verlaufenden Verwerfung und der Quellspalte am Kleinbahnhof Vlotho durch Spalten nachweisen. Vielmehr handelt es sich nur um ein räumliches Nebeneinanderauftreten von zwei verschiedenen Aufsattelungen ohne direkte Verbindung durch Spalten.

An den Asendorf-Kalldorfer Sattel reiht sich eine bedeutend schmälere, hauptsächlich aus Kohlenkeuper bestehende Mulde, die von Herbrechtsdorf-Rafeld. Sie setzt unter dem Diluvium nach NW fort und tritt nordwestlich von Bentorf bei Hankenegge in der Lagerung des Schilfsandsteins wieder sehr deutlich hervor. Bei Hohenhausen birgt diese Mulde das marine Oberoligocän, das als kleiner Erosionsrest der Trias auflagert, also nicht an Spalten im Keuper eingesunken ist. Die tiefe Lage des Oligocäns zwischen hohen Triassätteln spricht dafür, daß es durch Einfaltung in diese Lage geraten und so erhalten geblieben ist. Für die miocänen

[1]) A. Mestwerdt, Die Quellen von Germete bei Warburg und von Kalldorf in Lippe. Dieses Jahrb. 1911, Bd. 32, I, S. 156, Taf. 6.

Ablagerungen bei Herbrechtsdorf, Rafeld und Hohenhausen ist es ebenfalls sicher, daß sie nicht an Spalten in die Tiefe gesunken sind, dagegen möglicherweise flach eingefaltet wurden.

An die beschriebene Mulde reiht sich im SW wieder eine Anzahl von Aufsattelungen zunächst von Muschelkalk und Kohlenkeuper bei Hohenhausen und Eichholz. Daran schließt sich die kleine Aufsattelung von Kohlenkeuper zwischen Hankenegge und Plögerhof. Schließlich macht sich dieser Sattel im Gipskeuper nordwestlich vom Hof Kölling und bei Tobsundern noch einmal bemerkbar. Südwestlich von diesen Aufsattelungen folgt wieder eine im SO sehr schmale, im NW bedeutend weitere Mulde, die Hohenhausen-Valdorfer Mulde, deren nordwestliches Ende mit der Oeynhauser Quellspalte zusammenhängt. In dieser Mulde liegt bei Bad Senkelteich eine Liasscholle, die im N von einer Verwerfung begrenzt wird. Vielleicht hängt diese mit der Verwerfung von Tobsundern zusammen, die ihrerseits wieder die südöstliche Fortsetzung der Oeynhauser Quellspalte am Kleinbahnhof Vlotho bildet.

Diese wichtige Verwerfung ist durch Brandt und von Dechen bereits erwähnt worden, auch Stille und Mestwerdt haben auf die Bedeutung dieser Störung mehrfach hingewiesen, ihr genauer Verlauf ist jetzt erst durch die Aufnahme des Blattes Vlotho festgestellt worden. Vom Bahneinschnitte Babbenhausen, wo sie den Lias neben Steinmergel bringt, verläuft sie südsüdöstlich über den Rehagen, hier Rät gegen Gipskeuper verwerfend, gelangt dann nach SO in immer ältere Schichten und verwirft schließlich in Vlotho den Schilfsandstein und Unteren Gipskeuper gegen Oberen Muschelkalk. Am Kleinbahnhof Vlotho tritt eine schwache Solquelle auf dieser Spalte zutage, im Pfarrgarten auf einer Nebenspalte im Muschelkalk eine Stahlquelle. Ob die Muschelkalkaufpressung von Vlotho sich unter dem Diluvium nach SO noch fortsetzt, ist nicht zu ermitteln, wahrscheinlich endet sie sehr bald im Keuper. Die westliche Randspalte des Horstes setzt dagegen in südlicher Richtung wohl fort und hat Verbindung mit der Verwerfung bei Tobsundern und der Randspalte des

Liasgrabens von Senkelteich. Mestwerdt[1]) zeichnet eine Verwerfung, die Vlotho mit Exter und Salzuflen verbinden soll. Auf Blatt Vlotho ist eine solche Verwerfung nicht nachzuweisen, ihr Vorhandensein nach den Lagerungsverhältnissen des Gipskeupers auch wenig wahrscheinlich, so daß Mestwerdt's Quellenverbindung nicht zwanglos erscheint.

Im SW schließt sich an die Hohenhausen-Valdorfer Mulde ein wenig gestörtes Keupergebiet mit einer Anzahl unten näher zu beschreibender, besonders eigenartiger Aufpressungshorste von Muschelkalk und Buntsandstein. Dann folgt wieder ein Hebungsgebiet, das zwischen Niedern-Talle und Wehrendorf mehrfach den Oberen Muschelkalk zu Tage bringt, nach NW sich aber nicht weiter erstreckt.

Wir haben also ein System nordwest-südöstlich streichender, verschieden breiter und langer Sättel und Mulden, die ganz unregelmäßig ineinander greifen.

Kurz seien hier noch die Verhältnisse in der Lemgoer Mulde dargelegt, deren östlicher Abschnitt, die Dörentruper Tertiärversenkung, oben bereits erläutert wurde. Der Nordflügel hat in der Gegend der Amelungsburg und der Lemgoer Mark im ganzen ein ostwestliches Streichen und besteht hier im wesentlichen aus Rätschichten, unter denen in Erosionsfenstern mehrfach Steinmergelkeuper zutage tritt, während sie nach dem Muldeninneren zu von Schichten des Unteren Lias überlagert werden. Lias dürfte westwärts auch den Untergrund des weiten von diluvialen Ablagerungen erfüllten Talraumes bilden, den die Bega durchfließt, und über Leese hinaus den Anschluß an die ausgedehnten Liasgebiete des Blattes Salzuflen gewinnen, die den südlichen Teil der sogenannten Liasmulde von Herford darstellen. Bei Entrup springt Kohlenkeuper als ein Teil der Verbreiterungszone der Pyrmonter Achse bemerkenswert weit nach S vor, und westlich dieses Vorsprunges nimmt der Nordrand der Lemgoer Mulde ein südost-nordwestliches Streichen an. Der Südrand der

[1]) A. Mestwerdt, Die Bäder Oeynhausen und Salzuflen. Dieses Jahrb. 1916, Bd. 27. II, S. 129 u. Taf. 7.

Mulde tritt in unserer Übersichtskarte nicht mehr recht in Erscheinung. Auch er besteht hauptsächlich aus Rätschichten, jedoch mit nördlichem Einfallen. Auf seiner Südseite liegt, schon im Bereich von Blatt Detmold, die kurze Aufsattelung der Muschelkalkschichten des Gretberges.

In der vorstehenden allgemeinen Übersicht über die kleineren und größeren Einzelbezirke, aus denen sich das Hebungsgebiet der Pyrmonter Achse zusammensetzt, haben wir wiederholt darauf hingewiesen, wie unvermittelt oft Hebungen und Senkungen sich aneinander reihen. Dies ist in gleichem Maße auch bei einer Reihe von Erscheinungen der Fall, die wegen ihrer Eigenart besondere Beachtung verdienen. Es sind das auffallend kleine Keile älterer Gebirgsschichten inmitten jüngerer Formationen. Sie erinnern an E. ZIMMERMANN's »eruptiven Röt« und fordern bei ihrer spieß- und gangförmigen Gestalt in Verbindung mit ihrer Kleinheit noch mehr als jene thüringischen Vorkommnisse einen Vergleich mit eruptiven Erscheinungen heraus. Sie treten hauptsächlich in dem Abschnitt zwischen Lüerdissen und Wentorf, vereinzelt auch abseits hiervon auf, und zwar der Mehrzahl nach zunächst im Kohlenkeuper, weiterhin auch im Unteren Gipskeuper. Im Bereich von Blatt Lemgo haben diese Durchragungen ein geringes Ausmaß. Westlich von Rentorf taucht im Kohlenkeuper ein kleiner Fetzen Trochitenkalk, der von Ceratitenschichten überlagert wird, im ganzen eine etwa 125 m lange und 60 m breite Scholle empor. Diese streicht mit ihrer Längsrichtung südostnordwestlich. Der Kohlenkeuper auf ihrer Nordseite fällt mit 40° gegen den Muschelkalk ein. In geringer südöstlicher Entfernung liegt eine kaum halb so große Scholle von Ceratitenschichten. Nordwestlich steigt dann zwischen Osterhagen und Talle Mittlerer Muschelkalk, der etwas Trochitenkalk trägt, aus Kohlenkeuper und Ceratitenschichten hervor, und ein ähnliches Vorkommen kann man bei dem Kalkofen bei Niederntalle beobachten. Weil die genannten und einige weniger erwähnenswerte Erscheinungen zwischen Rentorf und Talle in nordwestlicher Richtung einander folgen, könnte man zwischen ihnen

Störungen von gleichem Streichen vermuten, ohne hierfür jedoch einen sicheren Beweis zu haben.

Von zwei anderen Durchragungen im Gebiet von Blatt Lemgo ist weiter oben schon kurz die Rede gewesen. In dem einen Falle handelt es sich um eine kaum 100 qm große Scholle von Wellenkalk nördlich von Bavenhausen. Diese wird auf drei Seiten von Kohlenkeuper umgeben und schneidet auf der vierten gegen Mittleren Muschelkalk ab, und zwar mit einer Störung, die sich am Herberg als steil einfallende Überschiebung erweist. Danach könnte man sich jenen Wellenkalk als eine aus der übrigen Wellenkalkmasse losgerissene Scholle vorstellen, die auf Keuper ruht. Der andere Fall zeigt uns östlich von Elend eine dreieckig begrenzte Scholle von Unterem Kohlenkeuper, die mit 30⁰ nordwestlicher Neigung aus Schichten des Unteren Gipskeupers aufragt. Ob auch hier eine wurzellose Scholle vorliegt, dafür fehlen nähere Anhaltspunkte. Will man an den genannten Beispielen das Ausmaß der Verschiebung nach der Mächtigkeit der ausgefallenen Schichtenglieder ermessen, so ergeben sich hierfür Werte von 50—150 m.

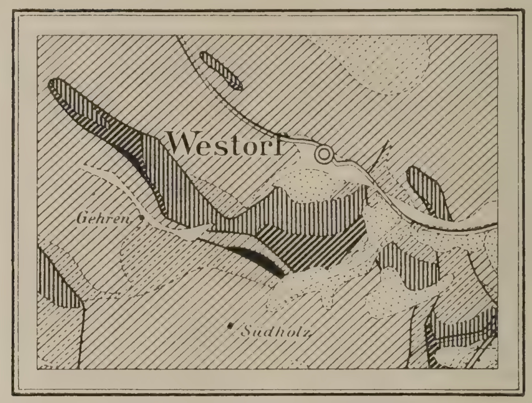
Besonders eigenartige tektonische Verhältnisse bietet die Umgebung von Westorf und die Gegend östlich vom Hof Niehage. Wir hatten oben gesehen, daß die vom Westausgang von Hohenhausen nach NW streichende Keupermulde, deren Kern bald Rät, und später bei Bad Senkelteich etwas eingebrochener Lias bildet, sich nach NW immer mehr verbreitert. Zwischen dem südöstlichen Teil dieser Valdorf-Hohenhausener Mulde und dem südwestlich daran grenzenden Hebungsgebiet, das in dem Auftreten des Muschelkalkes zwischen Niederntalle und Steinbründorf seinen Ausdruck findet, liegt ein breiter, nach SO sich verjüngender Streifen von Unterem Gipskeuper und Schilfsandstein, der in sich wieder etwas verworfen ist — entlang dem Schilfsandstein durchsetzen diesen Gipskeuperstreifen sehr unregelmäßig, im ganzen aber hercynisch verlaufend, einige Verwerfungen, zu denen auch die durch eine schöne Quelle gekennzeichnete Bonstapelverwerfung am Nordfuß des Berges gehört —, sonst

aber ein flach gelagertes, von nur geringfügigen Störungen durchsetztes Keupergebiet darstellt. Um so überraschender wirkt es, wenn wir auf dem eng begrenzten Gebiet von Westorf und östlich vom Hof Niehage aus den flach lagernden Schichten des Gipskeupers, die völlig ungestört zu sein scheinen, ganz unvermittelt an mehreren Stellen elliptische bis lang gestreckte, rundlich begrenzte Muschelkalkpartieen herausragen sehen. Der erste dieser eigentümlichen Aufpressungshorste liegt östlich von Westorf[1]) und bildet hier die Höhe 221; inmitten des Unteren Gipskeupers tritt hier ein etwa 250 m langer und 100 m breiter Rücken von Mittlerem und Oberem Muschelkalk hervor, dessen Schichten nach NO einfallen. Dieser Muschelkalk ist nach SO bis zum Alluvium des Westorfer Baches zu erkennen; seine nordöstliche Begrenzung scheint sich auch südöstlich dieses Baches im Keuper als Verwerfung fortzusetzen, doch ist der Zusammenhang leider nicht nachzuweisen. Nach NW hin ist dagegen keine Fortsetzung der den Muschelkalk begrenzenden Verwerfungen vorhanden; denn zwischen Höhe 221 und dem Muschelkalk bei Wentorf steht nur Gipskeuper an, der mit Ausnahme einer kleinen Schichtenverschiebung am Ostausgang von Westorf völlig ungestört lagert. Erst kurz vor Wentorf bei Kilometer 36 der Straße Westorf—Wentorf tritt aus dem Unteren Gipskeuper wiederum ein schmaler Rücken von Mittlerem und Oberem Muschelkalk hervor, der nur wenige Schritte breit und etwa 200 m lang ist und in einem Steinbruch ausgebeutet wird. Die Ceratitenschichten fallen wie der Trochitenkalk hier flach nach NO ein, der Mittlere Muschelkalk am SO-rande der Scholle zeigt jedoch flach südöstliches Fallen. Diese längliche Scholle ist rings von bunten Mergeln der Stufe km1 umgeben, die Grenzen zwischen beiden sind jedoch nicht deutlich aufgeschlossen.

Ein weiteres Vorkommen von älteren Schichten von Muschelkalk und Kohlenkeuper inmitten von solchen des Gipskeupers findet sich zwischen Wentorf und dem Hofe Niehage, ebenfalls ein

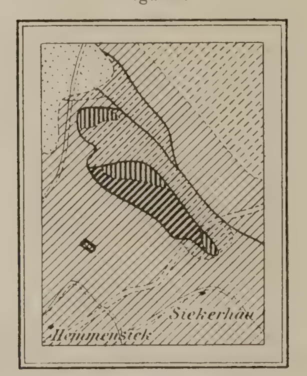
[1]) Vergl. zum folgenden Text Fig. 1.

Figur 1.

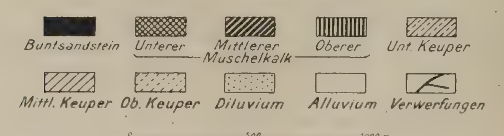


Die Aufpressungshorste bei Westorf.

Figur 2.



Die Horste bei Hof Niehage und Hemmensiek.



Horst älterer Schichten zwischen jüngeren, der in sich wieder arg verworfen ist (Fig. 2). Den eigentlichen Kern dieses Horstes bilden zwei Muschelkalkpartieen, die nördliche aus Ceratitenschichten, die südliche aus denselben, aus Trochitenkalk und Mittlerem Muschelkalk bestehend. Als Decke des Muschelkalkes ist auch der Kohlenkeuper mit emporgepreßt, ohne freilich jenem regelmäßig aufzulagern, sondern vielfach zerstückelt und gegen jenen und unter sich wieder verworfen. Im NO begrenzen den Horst nach NO fallende Schichten der Berggipsstufe, der Roten Wand (km3) und des Schilfsandsteins (km2), im SO, SW und NW die bunten Mergel des Unteren Gipskeupers, soweit die Mergelgruben sie aufgeschlossen zeigen in sehr flacher Lagerung. Innerhalb des Horstes findet man im Unteren Kohlenkeuper und in den Ceratitenschichten je einen Erdfall, deren größter an seiner Westwand den Hauptlettenkohlendolomit aufgeschlossen zeigt und zwar in söhliger Lagerung. Dieser große Erdfall, auf dessen Boden hohe Bäume wurzeln, ist wohl ebenso wie der kleinere auf Auslaugung vom Salz des Mitleren Muschelkalkes zurückzuführen.

Bei der Höhe 271 sind im Walde die Schichten des Trochitenkalkes und die untersten Ceratitenschichten in Steinbrüchen aufgeschlossen, ebenso in einem Steinbruch nördlich von Siekerhau am Südostrande des Horstes. Bei Höhe 271 sind der Trochitenkalk und Ceratitenschichten durch den gewaltigen Gebirgsdruck stark verändert, besonders die Ceratitenschichten haben ein ganz fremdartiges Aussehen, ihre Schichtung ist in den Schiefertonlagen gänzlich geschwunden, die Kalkplatten sind wellig deformiert, und das ganze Gestein ist von zahllosen Klüften und Sprüngen durchsetzt, so daß es schließlich mehr einem metamorphen Schiefer gleicht als einem Muschelkalkgestein. Ein kleiner Aufschluß an einem Waldwege etwas östlich von dem kleineren der beiden Erdfälle zeigt diese stark veränderten Ceratitenschichten besonders schön. Die Gesteinsschichten sind arg gedrückt und oft windschief verbogen, dabei gibt ihnen die starke Zerspaltung und Schieferung ein gespaltenem Holz ähnliches Aussehen, und zahlreiche feine Gänge von Kalkspat durchsetzen das Gestein kreuz

und quer. Der Steinbruch bei 271 zeigt eine symmetrische Auffaltung des Trochitenkalks, dessen feste Bänke von zahlreichen Spalten durchsetzt werden, außerdem sehr eisenschüssig und wohl auf wässerigem Wege verändert und dolomitisiert sind.

Aus der ganzen Lagerung — die Gipskeuperschichten zu beiden Seiten dieses Horstes sind anscheinend sehr flach geneigt, im Süden sogar fast söhlig gelagert — geht hervor, daß die älteren Schichten, besonders der Muschelkalk, mit großer Gewalt emporgepreßt sind. Und zwar durchbrachen die älteren Schichten in Form eines annähernd elliptischen, hercynisch gerichteten Horstes das Keupergebirge.

Etwas südwestlich von diesem Horst stößt man wenig nördlich von Hemmensiek in den Feldern, die aus unterem, flachlagerndem Gipskeuper bestehen, auf eine in Länge und Breite etwa einem kleinem Hause gleickkommende, von Buschwald bedeckte Scholle von Unterem Wellenkalk, die nur an ihren Rändern durch die Versuche, den Felsen zu beseitigen aufgeschlossen ist (Fig. 2). Am Nordrande der Scholle — sie gehört vermutlich der Region der Oolithzone an — sind die Schichten flach nach NO geneigt. Dieser Muschelkalk hat seitlich nirgends eine Fortsetzung und zeigt auch keine Faltung. Der umgebende Keuper zeigt ebenfalls nirgends Faltungen oder Verwerfungen, die zu der Annahme berechtigten, die Muschelkalkscholle von Hemmensiek sei ein Überrest einer ganz flach überschobenen Decke von Muschelkalk. Eine solche Annahme ist im Hinblick auf die Lagerung der übrigen Triasschichten unmöglich. Es bleibt also nur die eine Möglichkeit, daß dieser Muschelkalk aus der Tiefe herausgepreßt worden ist und die Keuperschichten nun durchragt. Bei dieser Annahme erhebt sich aber die Schwierigkeit sich vorzustellen, wie diese kleine Scholle von Wellenkalk emporgepreßt sein soll, ohne daß zugleich die umgebenden Schichten des Unteren Gipskeupers in ganz außerordentlichem Grade verworfen, und gefaltet wurden. Man sieht aber an dem Gipskeuper bei Hemmensiek nirgends Spuren einer Faltung oder von Verwerfungen, sondern nur flach lagernde, kaum etwas geneigte Schichten.

Fast möchte man daher annehmen, dieser Wellenkalk, der anscheinend wie ein Pfropfen in der Keuperdecke steckt, sei in vertikaler Richtung durch einen vulkanischen Vorgang in die Höhe befördert, wofür jedoch keinerlei Beweis beizubringen ist. Höchstens könnte man eine solche Hypothese darauf stützen, daß der Wellenkalk dieser Scholle vereinzelt eine sehr geringfügige Rotfleckung zeigt, die vielleicht als Frittung gedeutet werden kann, und daß an dem unten zu besprechenden Höhenzuge des Dirkshagens sich ebenfalls Anzeichen vulkanischer Vorgänge in der Tiefe finden.

Die allergrößte Intensität der Emporpressung finden wir jedoch am Rande des Dirkshagenhorstes, eines langen Muschelkalkrückens, der sich von der Höhe südwestlich von Westorf als zum Teil bewaldeter Höhenrücken nach NW erstreckt und wenig nordwestlich von Gehren mit der über dem Tal von Siekerhau und Hemmensiek thronenden Höhe abschließt, indem hier am Dirkshagen auch Schichten des Buntsandsteins emporgepreßt sind. Wegen ihrer Ähnlichkeit mit gewissen Schichten der Tiefbohrung Sonneborn sind diese Buntsandsteinschichten zum Unteren Buntsandstein gestellt worden. Die eine Scholle befindet sich bei Gehren auf unserer Übersichtskarte am östlichsten Punkte des W im Worte Westorf; sie hat eine Länge von 100 m bei nur etwa 10 m größter Breite. Der Buntsandstein ist hier am Südrande des Muschelkalks zwischen Mittlerem Muschelkalk und Unterem Gipskeuper emporgepreßt, die Buntsandsteinschichten fallen ähnlich wie der nördlich daran stoßende Mittlere Muschelkalk sehr flach nach NO, Faltungen oder Veränderungen durch Druck sind im großen daran nicht bemerkbar, doch ist der Schieferton klüftig, und die feinen Klüfte und kleinen Höhlungen des Gesteins sind mit Kalkspat oder auch mit Eisenglanz gefüllt. Der Muschelkalk an der südwestlichen Randspalte des Dirkshagenhorstes zeigt dagegen dieselben auffälligen Erscheinungen wie auf dem Horst am Hofe Niehage, also eine Art Druckschieferung und völlige Deformation besonders der Ceratitenschichten, die diese Gesteine einem metamorphen Schiefer ähnlich machen. Auch die Trochitenkalke sind zerklüftet, dolomitisiert und mit Eisen angereichert, wie ein

kleiner Steinbruch am Nordwestrande des Bergrückens zeigt, wo das ganze Gestein eine gelbbraune bis tiefrostbraune Farbe hat und oft ganz mit Eisenspat durchsetzt ist, der auch vielfach in Drusen auskrystallisiert ist. Diese Anreicherung mit Eisen in der Nähe unserer tiefgehenden Aufpressungsklüfte ist deshalb bemerkenswert, weil sie auch an anderen Stellen der Pyrmonter Achse beobachtet worden ist[1]).

Das andere Vorkommen von Buntsandstein liegt auf unserer Übersichtskarte am Fußpunkte des s im Worte Westorf auf der diesem Orte südlich vorgelagerten Höhe, etwa in der Mitte des von Westorf nach Südholz führenden Weges. (Vergl. das Meßtischblatt Vlotho.) Der Buntsandstein, im wesentlichen aus roten Schiefertonen und bräunlichgrauen Sandsteinen bestehend, ist mitten im Kohlenkeuper auf Spalten emporgepreßt. Besonders die Schiefertone zeigen starke Druckwirkungen, und auch der Eisenglanz ist hier häufig auf Klüften und Drusen zu finden.

Südlich von Westorf wird der Muschelkalk und Buntsandstein vermutlich durch eine Querverwerfung abgeschnitten, der Muschelkalk tritt aber dann südöstlich von Westorf und südlich von Hohenhausen wieder mehr hervor, wo er an die von Mestwerdt beschriebenen Horste sich anschließt. Soviel über die eigenartigen tektonischen Erscheinungen, eine Deutung derselben soll im folgenden versucht werden.

Wenn wir nach einer Erklärung für die soeben geschilderten merkwürdigen Lagerungsverhältnisse fragen, so ist zu entscheiden, welche allgemeine Ursache die eigentümlichen Aufpressungshorste des Dirkshagens, bei Westorf, Wentorf und am Hofe Niehage haben, ob es rein tektonische Kräfte waren, die den Vortrieb dieser älteren Schichten in jüngere bewirkten, oder ob, wie manche in ähnlichen Fällen annehmen, der Salzauftrieb eine Rolle gespielt hat, ob schließlich und in welchem Maße auch vulkanische Kräfte im Spiel gewesen sind.

Eine Erklärung unserer Horste aus rein tektonischen Ur-

[1]) O. Renner, Über den Zechstein an der Pyrmonter Achse. Zeitschrift der Deutsch. Geol. Gesellschaft, Bd. 66, 1914, Mon.-Ber. S. 1—7.

sachen durch tangentiale Druckwirkung, wie sie z. B. H. STILLE für das Gebiet von Nordhannover annimmt, stößt hier deshalb auf Schwierigkeiten, weil die unmittelbare Umgebung unserer Aufpressungshorste so ganz und gar jegliche stärkere Faltung oder Fältelung vermissen läßt, vielmehr die umgebenden Gipskeuperschichten meist sehr flach liegen und keine nennenswerten Faltungserscheinungen zeigen. Die flache Neigung der Gipskeuperschichten entspricht zwar jener bereits beschriebenen sehr flachen Faltung der Triasschichten der weiteren Umgebung, wie sie im Kalldorfer Sattel, in der Valdorf-Hohenhausener Mulde u. a. zum Ausdruck kommt, doch erscheint es bei Auswägung der dem tektonischen Kartenbilde zu Grunde liegenden Kraftwirkungen nicht recht möglich, aus dieser flachen Faltung heraus die Aufpressung von Horsten des Buntsandsteins und Muschelkalkes im Gipskeuper zu erklären. STILLE[1]), der in letzter Zeit sich viel mit derartigen tektonischen Fragen beschäftigt hat, hat für Niederhessen, Süd- und Nordhannover drei verschiedene Typen seiner saxonischen Faltung aufgestellt. Unsere Aufpressungshorste und ihre Umgebung würden ein Mittelding zwischen STILLE's nordhannoverschem Faltungstypus, seiner ejektiven Faltung, der sie am nächsten stehen, und dem südhannoverschen Typus, seiner kongruenten Faltung bilden. Eine ähnlich mächtige Sedimentdecke, wie sie in der Umgebung der nordhannoverschen »Salzhorste« vorhanden ist, fehlt hier. Ein Vergleich unserer Gegend mit der der nordhannoverschen Salzhorste führt zu folgendem Schema:

Gegend von Vlotho	Nordhannover
Verhältnismäßig geringmächtige Decke von schwach gefalteten, flach lagernden Keuperschichten.	Bis zu 1000 m mächtige Decke jüngerer Sedimente der Kreide bezw. des Tertiärs, nahezu söhlig lagernd.
Darin Aufpressungshorste von Buntsandstein und Muschelkalk.	Darin Aufpressungshorste von Zechsteinsalz bezw. Salzhorste mit randlichen Aufpressungen von älteren (Trias- etc.) Schichten.
Hoher Grad der Aufpressung.	Sehr hoher Grad der Aufpressung.

[1]) H. STILLE, Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geol. Rundschau, Bd. VIII, 1917, S. 162.

Die permischen Schichten, geschweige denn das Salz, sind im Vlothoer Gebiet nicht bis zur Oberfläche emporgepreßt worden, sondern als älteste Schichten nur die des Unteren Buntsandsteins. Wenn man nun eine rein tektonische Erklärung für diese Aufpressungshorste geben wollte, so müßte man tangentialen, orogenetischen Druck annehmen. Da erscheint es uns nicht recht möglich den verhältnismäßig hohen Grad der Aufpressung mit der ruhigen Lagerung der umgebenden Keuperschichten zu vereinigen. Auch die Beobachtung der außerordentlich intensiven Zerquetschung und Metamorphosierung des Muschelkalkes und z. T. auch des Buntsandsteins bei dem Dirkshagenhorste bleibt schwer verständlich, da das Gebirge der anstoßenden Keuperschichten solche nicht zeigt. Das aufgepreßte Gebirge hat also einen arg gequälten Zustand, wovon die benachbarten Keuperschichten nichts zeigen. Dieses Nachbargebirge, d. h. die Keuperdecke, hat also gar nicht die schweren Pressungen mit durchgemacht, sondern liegt nahezu ungefaltet und kaum gestört, verhältnismäßig ruhig, daneben. Wir müssen also wohl annehmen, daß der Inhalt der Horste noch durch andere Kräfte bewegt worden ist als durch diejenigen, welche das benachbarte Keuper-Gebirge flach gefaltet haben. Eine Erklärungsmöglichkeit hierfür bietet sich in Abscherungsvorgängen, die ja in der Trias wegen der Einschaltung von Salz- und Tonschichten zwischen den starreren Sand- und Kalkschichten möglich sind. So sind z. B. gewisse Gräben in der thüringer Trias, bei denen Keuper im Mittleren Muschelkalk eingesunken ist, durch Abscherung auf der starren Decke des Unteren Muschelkalkes zu erklären, wobei das Salz des Mittleren eine Rolle gespielt haben muß. Dieses Salz wurde nach erfolgter Abscherung von dem unterlagernden Unteren Muschelkalk nebst seinem Hangenden, dem Oberen Muschelkalk und Keuper stark zusammengepreßt, wobei es zu Faltungen und Überschiebungen kam. Bei der späteren Auslaugung des Salzes des Mittleren Muschelkalkes sanken wohl streifenförmige Partieen des Keupers und Oberen Muschelkalkes dort bis auf den Unteren Muschelkalk ein, wo das Salz besonders weit emporgepreßt gewesen war.

Ein großer Teil besonders der kleineren thüringer Keupergräben im Bereich des Mittleren Muschelkalkes reicht also nicht tiefer als bis auf den Unteren Muschelkalk, was durch Abscherung auf dem Salz des Mittleren Muschelkalkes zu erklären ist. Solche Gräben sind z. B. im Bereich der Blätter Kreuzburg und Sontra weit verbeitet, und bei Ebenau ist ein solches Profil durch das Werratal unmittelbar aufgeschlossen[1]). In ähnlicher Weise wie bei Kreuzburg könnten nun auch hier bei Westorf-Wentorf infolge von Abscherung und ungleicher Faltung ältere Schichten in jüngere vorgetrieben sein, denn die Salze des Mittleren Muschelkalkes, des Röts und Zechsteins trennen die übrigen Sedimente. Da an unseren Aufpressungshorsten außer dem Oberen Muschelkalk und Wellenkalk auch Buntsandstein teilnimmt, so müssen wir die treibenden Kräfte wohl besonders im Zechsteinsalz suchen, und da fragt es sich, ob der orogenetische Druck und die Mobilität der Salzmassen genügt, um unser Vorkommen zu erklären. In mancher Hinsicht sind nun unsere Aufpressungshorste bei Vlotho den Salzhorsten im hannoverschen Flachlande ähnliche Erscheinungen, sie sind Anfänge von Salzhorstbildungen oder unfertige Salzhorste. Wir können sie ohne Annahme eines Salzauftriebes nicht erklären. Ihre elliptische, runde oder schmalkeilförmige Form spricht gegen ihren gegenseitigen Zusammenhang auf Spalten. Erklären wir sie durch Salzauftrieb, so ergibt sich die neue Frage, ob wir hier wie bei den Salzhorsten die Aufwärtsbewegung des Salzes und seines Deckgebirges durch tangentialen Druck oder durch vertikalen Druck der überlagernden Sedimente erklären wollen[2]). Für die besonders von STILLE vertretene erste Auffassung der Salzhorste als Folge rein tektonischer Kraftwirkungen spricht hier nur die flache Faltung der umgebenden Triasschichten, wie sie in dem Kalldorfer Sattel, in der Valdorf-Hohenhausener Mulde u. a. zum Ausdruck kommt, wobei jedoch

[1]) Vergl. Blatt Kreuzburg der geol. Spez.-Karte von Preußen nebst Erläuterung.

[2]) Von der besonders von LACHMANN vertretenen »Ekzemtheorie« sehen wir hier ab.

zu bedenken ist, daß wir nicht wissen, in wieweit die Faltung in manchen tiefen Schichten etwa eine stärkere ist, da die Möglichkeit von Abscherungsvorgängen besteht. Gegen die Erklärung durch unmittelbaren tangentialen Druck sprechen die merkwürdigen elliptischen Kleinformen dieser Horste bei Wentorf-Westorf, die abnormen Pressungserscheinungen an den Horsten bei dem Fehlen jeglicher starken Faltung in den angrenzenden Schichten und besonders auch im Wellenkalk des Kalldorfer Sattels, das ganz isolierte Auftreten einer kleinen pfropfenartigen Scholle des Wellenkalkes bei Hemmensiek.

Für die u. a. von Harbort[1]) betonte Wirksamkeit eines vertikal von unten nach oben wirkenden Druckes ist in unserem Falle die ganze Form der Horste anzuführen, die wie von unten heraufgetriebene Pfropfen in der Keuperdecke sitzen. Allerdings müssen wir die Frage offen lassen, ob in unserem Fall der den Auftrieb des Salzes und seines Deckgebirges verursachende Vertikaldruck eine Folge der Belastung des spezifisch leichteren Zechsteinsalzes mit den hangenden Sedimenten war, oder ob er sich als Folge des tangentialen, orogenetischen Druckes auf die Zechsteinsalze besonders unter Annahme einer Abscherung in der Salzregion darstellt.

Für die Hemmensieker Scholle kommt noch ein anderer Gedanke in Frage. Das Auftreten dieses Wellenkalkes im Gipskeuper ist so gänzlich unvermittelt, daß man sich tatsächlich die Frage vorlegen möchte, ob diese Scholle vulkanisch gehoben ist, um so mehr, als einige Wellenkalkproben eine schwache Rotfleckung zeigen, die man ja auch bei kontaktmetamorphem Wellenkalk in Basaltgebieten beobachtet. Ein anderer Umstand, der noch auf ehemalige vulkanische Vorgänge hindeutet, ist das Auftreten von Kohlensäure in verschiedenen Quellen der Gegend der Pyrmonter Achse, wie man sie besonders in den Quellen bei Vlotho und Kalldorf und in der Umgegend des Kalldorfer Sattels

[1]) E. Harbort, Zur Frage der Aufpressungsvorgänge und des Alters der nordwestdeutschen Salzvorkommen. »Kali«, 7. Jahrg. 1913, S. 112—121.

beobachtet, z. B. an der Luhquelle und an der Quelle im Osterkallental oberhalb Langenholzhausen. Auch die Quellen von Bad Oeynhausen und Pyrmont[1]) sind ja zum Teil reich an Kohlensäure, und das Auftreten des Eisens auf den Verwerfungsspalten in Form von Eisenglanz und Eisenspat sowie das Vorhandensein der Stahlquelle in Vlotho ist wohl als Nachwirkung vulkanischer Eruptionen in der Tiefe zu denken.

Zusammenfassend können wir sagen, daß die Aufpressungshorste unserer Gegend, d. h. keilförmige oder elliptische Partieen älterer Schichten zwischen jüngeren, wohl weniger durch allgemeinen tangentialen Druck aufgewölbt, als durch vertikalen Druck des Salzauftriebs in die jüngeren Schichtensysteme vorgetrieben sind. Es ist dabei nicht zu entscheiden, ob dieser vertikal von unten wirkende Druck des Salzauftriebs eine Folge der Belastung des spezifisch leichteren Zechsteinsalzes durch schwerere Sedimente gewesen ist oder, ob dieser Druck die Folge eines Tangentialdruckes war, der infolge Abscherung in der Salzregion nur in der Tiefe starke Wirkungen ausüben konnte.

Außerdem finden sich Spuren ehemaliger vulkanischer, vermutlich basaltischer Eruptionen in der Tiefe in Gestalt von Eisenerzen auf den Spalten und Ausströmungen von Kohlensäure in den Quellen. Für die Mitwirkung vulkanischer Kräfte bei dem Aufbau unserer Tektonik geben die vorhandenen Anzeichen jedoch keine genügenden Beweise.

---

[1]) Vergl. A. Mestwerdt, Die Bäder Oeynhausen und Salzuflen. Dieses Jahrbuch 1916, Bd. XXXVII, Teil II, S. 64—131.

Druckfertig abgeschlossen den 29. September 1919.
Druck verfügt am 12. Januar 1920.

Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen.

Von Herrn **F. Bernauer** in Berlin.

Hierzu Tafel 3 und 5 Textfiguren.

Vorbemerkung.

Die Veranlassung zu der vorliegenden Arbeit waren Untersuchungen, die ich im Jahre 1917 über die Verbreitung und technische Verwendbarkeit der Phosphoritvorkommen im südlichen Lothringen auszuführen hatte. Die zahlreichen durch den Krieg geschaffenen neuen Aufschlüsse erlaubten manche neuen Beobachtungen, so daß ich mich zu einer Bearbeitung der stratigraphischen und genetischen Verhältnisse dieser Bildungen entschloß und im April 1918 damit beginnen konnte.

Die Literatur über Phosphorite erwies sich bald als so umfangreich, daß ein Durcharbeiten aller mir bekannt gewordenen Arbeiten auf diesem Gebiet sich als unmöglich herausstellte, namentlich da unter den Kriegsverhältnissen und außerhalb einer Universitätsstadt ihre Beschaffung häufig nicht möglich war. So mußte manche Arbeit unberücksichtigt bleiben. Aus demselben Grunde unterblieb auch vorläufig die paläontologische Beschreibung des reichlich gesammelten Materials.

Daß die Arbeit überhaupt zustande kam, verdanke ich dem Entgegenkommen meiner Heidelberger Lehrer. Herr Geheimrat Prof. Dr. SALOMON gestattete mir die Benutzung nicht nur der dortigen Institutsbibliothek, sondern auch seiner eigenen nach auswärts. Außerdem besprachen wir den Plan und die Ausführung

der Arbeit während meiner Urlaubsbesuche im Heidelberger geologischen Institut und korrespondierten oft über die Einzelheiten. Da ein petrographisches Mikroskop nicht zu beschaffen war, stellte mir Hr. Geheimrat Prof. Dr. V. Goldschmidt ein solches in entgegenkommendster Weise zur Verfügung. Hr. Geheimrat van Werveke in Straßburg gestattete mir die Benutzung der Sammlung und der Bücherei der dortigen Geologischen Landesanstalt. Hr. Prof. Dr. Freiherr Stromer von Reichenbach überließ mir ein umfangreiches Literaturverzeichnis über französischen Jura und Kreide. — In Metz unterstützte mich Hr. Dr. Klüpfel vielfach durch Überlassung von Literatur und Mitteilung seiner eigenen Beobachtungen, Hr. cand. geol. Gisser überließ mir zahlreiche Fundstücke aus der Delmer Gegend. Ihnen allen danke ich auch an dieser Stelle herzlich.

Eine wichtige Ergänzung dieser Arbeit lieferten 2 Vollanalysen und mehrere Phosphorsäurebestimmungen, welche im März d. Js. im chemischen Laboratorium der Preußischen Geologischen Landesanstalt ausgeführt wurden. Der Direktion der Anstalt spreche ich für dieses Entgegenkommen meinen aufrichtigen und geziemenden Dank aus.

Die Originale befinden sich im Museum der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Literatur wurde nur soweit zitiert, als sie wirklich benutzt werden konnte. Die in Klammern eingeschlossenen, fetten Zahlen des Textes beziehen sich auf die laufenden Nummern des am Schlusse angefügten Literaturverzeichnisses.

Einleitung.

Die wirtschaftliche Bedeutung des als Mineral vorkommenden phosphorsauren Kalkes ist in den letzten Jahren in dauerndem Wachsen begriffen. Seit J. v. Liebig seine künstliche Aufschließung in die Wege leitete, ist er als wertvoller Pflanzennährstoff von solcher Bedeutung geworden, daß das Fehlen der Zufuhr aus Algier und der Südsee während des Krieges unsere Landwirtschaft schwer geschädigt hat. Die Weltvorräte dieses Minerals

sind verhältnismäßig gering, der Bedarf noch im Steigen. Auch die Menge der Minette, die in Form von Thomasmehl den zweiten Hauptteil unseres Phosphorsäurebedarfs liefert, ist nicht unbegrenzt, bisher rechnete man mit ihrer Erschöpfung in 50 Jahren. So werden in Zukunft auch unbedeutendere Phosphatlager an Bedeutung gewinnen, solange es nicht gelingt, Phosphorsäure aus weniger reichen Rohmaterialien (etwa gewissen Massengesteinen) zu gewinnen. Daher hat die Frage nach der Beschaffenheit und Ausdehnung selbst kleinerer Lagerstätten, auch abgesehen von den durch den Krieg geschaffenen Verhältnissen, ihre Bedeutung. In der folgenden Arbeit ist beabsichtigt, die Phosphoritvorkommen im Lothringer Lias in bezug auf Mächtigkeit, Ausbildung und Verbreitung zu untersuchen, sowie namentlich ihrer Bildungsweise nachzuforschen. Die Angabe von Einzelheiten über Menge und Abbaumöglichkeiten des Phosphorits mußten aus begreiflichen Gründen unterbleiben.

Das bearbeitete Gebiet reicht im Norden bis zur Bahnlinie Metz-Bensdorf, im Westen liegen nur wenige Punkte links der Mosel, im Süden bildet die Linie vom Priesterwalde zur Selle (Seille), dann diese selbst bis südlich Château-Salins (die ehemalige Front) die Grenze. Im Osten wurde die Bahnlinie Bensdorf-Château-Salins nur gelegentlich überschritten. Den zahlreichen Aufschlüssen an der Kampffront entsprechend liegen die meisten Beobachtungspunkte am Südrande des Gebiets.

A. Vorkommen des Phosphorits.

Phosphorsaurer Kalk, von kohlensaurem Kalk, Ton und Eisenverbindungen verunreinigt, kommt im Lothringer Jura in vielen Horizonten vor. Die betreffenden Stücke sind namentlich an der kreidigen Verwitterungsfarbe unschwer zur erkennen, wurden aber oft mit unreinem gewöhnlichem Kalk verwechselt; und dies dürfte der Grund sein, weshalb aus den angrenzenden Juragebieten nur selten Phosphorit erwähnt wird. Er wurde eben nicht als solcher erkannt.

In dem untersuchten Gebiet tritt er bereits im Lias α, dem

»Gryphitenkalk« oder »Diesdorfer Kalk« auf. Dieser ist in der Metzer Gegend als eine wechselnde Schichtfolge von dezimeterstarken Kalkbänken mit etwas stärkeren Mergelzwischenlagen entwickelt. Schon in seinen tiefsten Schichten (Psilonoten- und Angulatenkalk) sind zähe, grauweiße, walzenförmige phosphoritische Knollen nachzuweisen, welche senkrecht in den Kalkbänken stecken und wohl den später zu besprechenden Schwämmen angehören (z. B. Bahneinschnitt nördlich von Wulberg (Vulmont)). *Psiloceras Johnstoni* wird häufig als kalkigphosphoritischer Steinkern gefunden. Im oberen Teil des Gryphitenkalks (Zone des *Belemnites acutus* und des *Pentacrinus tuberculatus*) treten die erwähnten Knollen wiederum auf und leiten zu dem Phosphorithorizont an der Grenze des Lias α und β über, der später eingehender beschrieben werden soll. Im β-Ton findet sich mit Ausnahme der Untergrenze kein Phosphorit. Der Untere Lias schließt mit den eisenoolithischen Bänken des »Ockerkalks« ab. Diese führen bei Buchingen (Buchy) nuß- bis faustgroße Phosphoritknollen[1]). Lias γ ist gering entwickelt (Numismalismergel und Davoeikalkbank). Dicht darüber finden sich bei Luppingen (Luppy) und am Schönwegerhof (Haute-Bevoye) phosphoritische Mergel[2]) mit angebohrten Phosphoritknöllchen und Phosphoritsteinkernen von *Lytoceras fimbriatum* Sow. und *Amaltheus margaritatus* Monf. Nun folgen die mächtigen Tonmergel des Lias δ, Blättermergel, Fimbriatenschichten und Ovoidenmergel. An der Grenze der beiden erstgenannten ziehen sich Schnüre kleiner, weißlicher, mergelig-phosphoritischer Knöllchen entlang von ähnlicher Beschaffenheit, wie wir sie im unteren Teile der »Crassusschicht« kennen lernen werden (St. Julien nördl. Metz). Die obersten Lagen der Fimbriatenschichten lassen beim Johanneshof, südwestlich von Lixingen (Lucy), eine Emersionsfläche erkennen, welcher gerollte und angebohrte, nußgroße Phosphoritknöllchen auflagern. In den über diesen Mergeln ansteigenden sandig-tonigen Costatenschichten (Zone des *Amaltheus costatus* Rein.) fanden sich bei Gaudach

[1]) Mündl. Angabe von Dr. Klüpfel.

[2]) Desgl.

(Jouy-aux-arches), Lorringen (Lorry) und andern Orten eigroße, gerundete phosphoritische Knollen von sandigem, schwarzbraunem Innern und weißlicher Rinde. Es sind dieselben, die auch vom Moussonberg bei Pont-à-Mousson beschrieben wurden. Sie enthalten Krebsreste. — Der Posidonienschiefer enthält keinen Phosphorit; doch liegt dicht darüber der reiche Horizont der »Crassusschichten«. Vereinzelt reichen phosphoritische Ammonitenwohnkammern noch in den Astarteton.

Im Dogger finden wir Phosphoritknollen in der Erzformation, vielleicht im Zusammenhang mit dem Phosphorsäuregehalt der Minette. Eine geschiebeführende Bank mit *Sonninia Sowerbyi* Mill. enthält ähnliche Knollen, wie sie Gaub (**53**) aus Schwaben beschrieben und analysiert hat. Endlich stecken in der »Dachbank« der Gravelotteschichten kleine Phosphoritknöllchen, darüber liegt phosphoritischer Mergel (Klüpfel, **81**).

Von allen diesen Vorkommen haben nur die beiden über dem Gryphitenkalk und über dem Posidonienschiefer eine, wenn auch geringe, praktische Bedeutung. Die andern mögen zwar als Quelle der Phosphorsäure im Ackerboden eine Rolle spielen, — Lothringen hat vorzügliche Liasweizenböden, und gerade Getreide braucht viel Phosphorsäure — aber eine technische Gewinnung ist ausgeschlossen. Daher sollen nur die genannten beiden Lager näher beschrieben werden.

B. Die beiden Haupt-Phosphorithorizonte.

I. Die Phosphoritknollen an der Grenze von Lias α und β.

Die Phosphoritknollen über dem Gryphitenkalk des südlichen Deutsch-Lothringens werden in der geologischen Literatur zum erstenmal i. J. 1887, und zwar aus der Gegend von Delm (Delme), 30 km südöstlich von Metz, erwähnt (**46**). Sie wurden damals bei Püschingen (Puzieux) unweit Delm in offenen flachen Gruben abgebaut, doch war der Abraum zu groß, als daß die Gewinnung lohnend geworden wäre, und die Arbeiten wurden wieder eingestellt. Stuber beschreibt (**119**) dieselben Knollen 7 Jahre später von Morsweiler (Morville) nördlich Delm und von

Pelter (Peltre) bei Metz und erwähnt ähnliche Funde von Landorf und Enschweiler unweit Mörchingen. Benecke und van Werveke fanden sie später auch beim Bau der Bahnstrecke Château-Salins-Delm (126). Durch die zahlreichen militärischen Erdarbeiten der letzten Jahre wurden viele neue Aufschlüsse geschaffen, und die Verbreitung der Phosphoritknollen konnte genauer festgestellt werden.

Das Lothringer Liasgebiet gehört zur Umrahmung des Pariser Beckens, die Schichten haben daher im großen und ganzen ein schwach west-südwestliches Einfallen. Von Osten kommend, betritt man von jeder Schicht zunächst nur unzusammenhängende Fetzen, die sich weiterhin zusammenschließen und nach Westen zu endlich, von der nächst höheren Schicht überdeckt, im Untergrunde verschwinden.

Fundorte.

Schon das am weitesten nach Osten vorgeschobene Liasgebiet zwischen Conthil und Kerprich bei Duß (Dieuze) enthält Spuren der Phosphoritknollen. Südlich von Château-Salins sind dieselben auf dem die Grenze tragenden Höhenrücken erschlossen. Auffallenderweise fehlt hier stellenweise den unterlagernden Gryphitenkalkschichten der bezeichnende *Belemnites acutus* wie auch *Pentacrinus tuberculatus*, sonst die Leitformen des oberen α. Von hier an lassen sich die Knollen der Selle entlang in breitem, nach Norden bis zur Bahnlinie Metz-Bensdorf reichendem Streifen verfolgen. Bei Phlin verschwindet der Horizont infolge von Verwerfungen unter höheren Liasschichten. Bezeichnend ist für das bisher genannte Gebiet, daß der Gryphitenkalk, der in der Nachbarschaft der Selle eine große, flach zu diesem Flüßchen hin einfallende Tafel bildet, in großer Ausdehnung von diluvialem Lehm überlagert wird. Die Gewässer, welche diesen »Blättelerzlehm«[1])

[1]) So genannt nach dem meist reichlichen Vorkommen von kleinen Brauneisenscherben, die z. T. wohl von den Eisenovoiden des Mittleren Lias stammen, z. T. aber nur die an Eisen angereicherten Rückstände von verschwemmtem Kalkmaterial darstellen, wie u. a. das Vorkommen vererzter *Pentacrinus tuberculatus*-Glieder (Wulberg) beweist. Die damit zusammen vorkommenden vereinzelten Sandsteinbröckchen (Rätsandstein) sind ebenfalls stark eisenschüssig, Quarzitgerölle oft von einer schwarzen Rinde umgeben.

herbeischwemmten, haben den β-Ton meist entfernt oder wenigstens aufgearbeitet, über der harten obersten Gryphitenkalkbank aber Halt gemacht. Die Phosphoritlage ist stellenweise noch ungestört erhalten, meist aber bereits umgelagert. Fast immer sind die Knollen schon etwas angewittert, was sich durch gelbbraune und weißliche Farben kundgibt. Nur an wenigen Stelllen, so bei Thézey und südlich von Château-Salins, wurden sie noch mit einer Überdeckung von unverwittertem β-Ton angetroffen.

Bei Eply treten die Phosphorite wieder zutage. Da ihnen von hier an der β-Ton öfters noch in bedeutender Mächtigkeit auflagert, sind sie nun häufiger noch unverwittert erhalten. Ihr Vorkommen reicht über Mailly, St. Jürgen (St. Jure), Loveningen (Louvigny), Kemnat (Cheminot), Sillningen (Sillegny) bis zu der Linie Kemnater Mühle-Pommeringen (Pommerieux), wo sie unter höheren Schichten endgültig untertauchen. Weiter nördlich waren sie bei Werningen (Verny), Göhn (Goin), Schersingen (Chérisey), Großprunach (Pournoy-la-grasse), Lieheim (Liéhon), Pontingen (Pontoy), Wingert (Vigny), Luppingen (Luppy), in geringem Maße noch bei Wallern (Vallières) nördlich von Metz, beim Bahnhof Pelter, nördlich von Morsweiler (Morville) und bei Landorf-Enschweiler festzustellen. Ein Versuch, sie noch moselabwärts westlich Sierck nachzuweisen, war erfolglos, z. T. wohl wegen des Mangels an Aufschlüssen.

Von diesen Vorkommen sind die unbedeutendsten die im Südosten des Gebiets bei Château-Salins gelegenen; nach Nordwesten wächst die Menge der Knollen rasch an, um auf der Strecke Delm-Wulberg ihren Höhepunkt zu erreichen. Weiter östlich findet eine geringe Abnahme statt, doch ist ein Auskeilen der Schicht nirgends beobachtet. Im einzelnen kommen mancherlei örtliche Abweichungen vor, Abnahme und Wiederanschwellen auf kurze Strecken. Eigentümlich ist es, daß westlich von Delm die geringste vorkommende Mächtigkeit des Lias α mit der Hauptanhäufung der Knollen zusammenfällt. Im Süden unseres Gebiets wird der Horizont von Bleicher (**14**) aus der Umgebung von Nancy erwähnt, bei Sandocourt (Vogesendepartement) wird das

Vorkommen nach **Braconnier** (**16**, S. 53) abbauwürdig. Vom Departement Haute-Saône wird über dem Gryphitenkalk im Ton liegend eine 5—20 cm mächtige Phosphoritschicht mit *Spirifer Walcotti* und *Zeilleria numismalis* genannt. Nördlich vom Zentralplateau kommen Phosphorite in Taschen und Klüften des Gryphitenkalks vor. Im Norden ist die Grenze der beobachteten Vorkommen durch die Orte Enschweiler und Wallern[1]) gegeben, doch werden sich Spuren wohl noch weiter nördlich nachweisen lassen. Eine scharfe Umgrenzung kann vorläufig nicht gegeben werden.

Nach einer mündlichen Mitteilung von Schiradin finden sich auch im südlichen Elsaß die Phosphorite, während bei Zabern nur verkieste Ammoniten in diesem Horizont auftreten.

Einige Profile mögen das Auftreten der Phosphoritknollen im Schichtverbande zeigen.

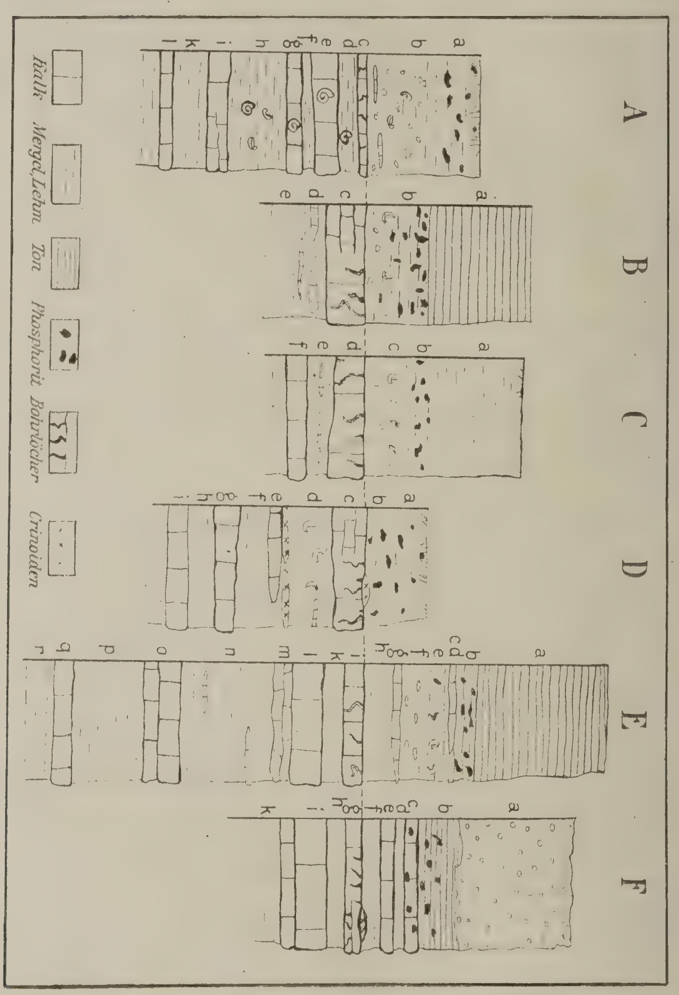
Profile.

Profil A, zwischen Allenhofen (Alaincourt) und Thézey-St. Martin.

a) ≧ 0,20 m Lehm mit angewitterten Phosphoritknollen.
b) 0,60 m Mergel mit abgerollten, von Bohrschwämmen durchlöcherten Bruchstücken von Gryphaeen (sehr reichlich), *Belemnites acutus*, Terebrateln. 20 cm von unten einzelne rasch auskeilende, schiefrige Kalkbänkchen.
c) 0,05 m blaugraue Kalkbank, Bohrlöcher.
d) 0,15—0,18 m rostiger Lehm. Kleine (sekundäre) weiße Kalkknöllchen, großer Ariet.
e) 0,16—0,22 m blaugraue, ebenflächige Kalkbank. Großer Ariet.
f) 0—0,20 m Mergel, viele Gryphaeen, dünne, scherbige Kalkplättchen.
g) 0,10 m Kalkbank, großer Ariet.
h) 0,40—0,50 m Mergel, viele Gryphaeen. *Belemnites acutus*, *Lima gigantea*, großer Ariet.
i) 0,18 m 1 oder 2 wulstige Kalkbänke.
k) 0,28 m Mergel.
l) 0,10 m Kalkbank.

---

[1]) Nach Klüpfel.


A
B
C
D
E
F
Kalk
Mergel, Lehm
Ton
Phosphorit
Bohrlöcher
Crinoiden

Figur 1.

Profil B nordöstlich von Thézey.

a) . . . Schwarzblauer, grünlichgrau angewitterter β-Ton, weiße Ausblühungen.
b) 0,50 m lehmiger Mergel, gelbgrau, sandig anzufühlen. Oberste 10 cm reich an frischen, schwarzen Phosphoritknollen mit bituminösem Geruch. Tiefer viele Fossilbruchstücke, u. a. *Gryphaea obliqua* Goldf., Arietenbruchstück, *Pentacrinus tuberculatus*. Zerstreute Phosphoritknollen reichen noch bis 20 cm über der Untergrenze der Schicht b herunter.
c) 0,30 m Kalkbank, z. T. in 3 zerspaltend mit Mergellagen dazwischen.
d) 0,20 Mergel mit vielen dünnen, auskeilenden Kalkbänkchen.
e) 0,30 m frische blaugraue Mergel. *Belemnites acutus* Mill.

Profil C zwischen A und B.

a) 0,70 m gelbbrauner, krümeliger Lehm.
b) 0,10—0,15 m desgl. mit vielen Brauneisenscherben (»Blättelerz«) und weißlichen Phosphoritknollen.
c) 0,40 m graugrünliche Mergel mit Kalksteinbröckchen und vielen zerfressenen Gryphaeen (*Gr. arcuata*, seltener *obliqua*).
d) 0,15—0,30 m zähe Kalkbank, bräunlich zersetzt. Bohrlöcher.
e) 0,20 m gelbbrauner Lehm, dünne Kalklagen.
f) 0,15 m Kalkbank mit großen Arieten.

Profil D, nahe der »Deutschen Eiche« bei Wulberg.

a) 0,50 m brauner Lehm mit löcherigen weißen Phosphoritknollen bis zu 5 cm Durchmesser. Stellenweise Blättelerz, u. a. mit verrosteten *Pentacrinus*-Gliedern (*P. tuberculatus*).
b) 0—0,03 m Linsen voller Crinoidenglieder (*P. tuberculatus*), aufsitzend auf
c) 0,24 m dichtem, blaugrauem Kalk mit graugelb zersetzten, unregelmäßig gestalteten Nestern und mit Bohrlöchern voll gleicher Substanz. Zum Teil zerspaltet die Bank in drei, die durch dünne Mergellagen getrennt sind.
d) 0,30—0,50 m gelblicher, lehmiger Mergel mit Lagen von schiefrigem oder knolligem Kalk und vielen zerbrochenen Fossilien, besonders Gryphaeen. In dem Knollenkalk Rhynchonellen, Spuren von Phosphorit. Unten dünnes Crinoidenbänkchen.
e) 0—0,10 m Kalkbank.
f) 0,25—0,30 m typischer grauer Gryphitenkalkmergel.
g) 0,13—0,22 m Kalkbank.
h) 0,22 m Mergel.
i) 0,15 m Kalkbank.

Lose fanden sich große Arieten ($^1/_2$ m Durchmesser).

Profil E, dicht nördlich vom Bahnhof Werningen (Verny).

a) 1,70 m dunkler β-Ton voller Gipsnadeln, einzelne größere Krystalle. Im oberen Teil bis nußgroße, weißgraue, septarienartig zersprungene Kalkknöllchen (sekundär).

b) 0,13 m — wie a, aber voll schwarzer Phosphoritknollen von meist zackiger, schlackenartiger Form mit vielen Fossilien, wie Schwämme, Schnecken (Steinkerne) u. a. Daneben auch Einzelfossilien, besonders *Pleuromya liasina* Schübl. (in verschiedenen Stellungen; nuß- bis faustgroße Exemplare, manchmal mit unförmigen Phosphorithöckern auf der Oberfläche), *Gryphaea arcuata* Lam. (manche Stücke »auf dem Kopfe stehend«, sonst alle möglichen Lagen) *Belemnites acutus* Mill. Nester von feinen losen Gipsnadeln.

c) 0,00—0,07 m — grauer Ton mit zinnober- bis orangefarbenen Ockerknöllchen von wenigen mm Durchmesser und mit nußgroßen Putzen von rostigem, gipserfülltem Lehm. Verkohlte Pflanzenreste. Phosphoritknollen, vielfach mit eisenschüssiger Kruste (offenbar hat Zersetzung von Pyrit stattgefunden). Steinkerne von *Pleuromya liasina* Schübl. mit aufgewachsenen Austern und *Plicatula*. *Gryphaea obliqua* Goldf. (unabgerollt).

d) 0,00—0,04 m — schiefriger, mergeliger Kalk. *Spiriferina Walcotti* Sow; *Gryphaea arcuata* Lam. (eigentümlich rötlichblau gefärbt), *Belemnites acutus* Mill.

e) 0,19 m — schiefrige Mergel, oben grauviolett, mit nußgroßen, rundlichen Rostputzen, z. T. auch mit festeren Brauneisenknollen. Enthält Phosphorit- und phosphoritische Kalkknollen, erstere besonders oben, letztere im unteren Teil der Schicht, doch ohne scharfe Grenze. Die Knollen liegen meistens flach, enthalten *Pecten*, *Rhynchonella plicatissima* Qu., *Gryphaea arcuata* Lam. und *Gr. obliqua* Goldf., *Pleuromya liasina* Schübl. Lose liegen im Ton Gryphaeen (beide Arten) in verschiedener Lage, dann besonders Steinkerne von *Pleuromya liasina* und *Unicardium cardioides* Phill. vereinzelt *Bel. acutus*.

f) 0,19 m — gelbbraune, schiefrige Mergel, oben einzelne weiche, weißgraue, flachellipsoidische, ? phosphoritische Knollen; verdrückte rostige Rhynchonellen.

g) 0,04—0,07 m — etwas knollige Kalkbank, meist zu einer gelblichen, weichen sandigen Masse zersetzt.

h) 0,21—0,23 » — schiefrige Mergel, unten rostig. *Bel. acutus*.

i) 0,14—0,17 » — Kalkbank, außen rostig, innen blaugrau mit gelbgrauen Flecken und rostmulmerfüllten Bohrlöchern. Vereinzelt rostig gefleckte Phosphoritknollen. Dicht auf der Bank aufsitzend stellenweise handgroße 4 cm dicke Crinoidenbreccienlinsen.

k) 0,16—0,18 » — Mergel.

l) 0,23—0,28 » — Kalkbank, blau, randlich rostig verwittert, im Innern schwarze »Algen«, einzelner Schwamm, flache graue Linsen von tonigem Kalk.

m) 0,12 m — 2 knollige Kalkbänke ± Mergelzwischenlage.
n) 0,80 » — blaugrauer, toniger Mergel, oberste 10 und unterste 40 cm gelbgrau verfärbt und besonders reich an Gryphaeen, auch kleine Kalkknollen und -bänkchen sind eingestreut.
o) 0,17 m, 0,13 » — } 2 Kalkbänke.
p) 0,57 » — Mergel.
q) 0,15 » — Kalkbank.
r) . . . . — Mergel.

An losen Kalkblöcken, die nach ihren Bohrlöchern zu schließen, sicher der Bank i zugehören, waren Wellenfurchen und Fließrinnen, sowie reichlich verzweigte »Algen« zu beobachten.

Eine der obersten Kalkbänke (? m) ist an benachbarten Punkten ganz erfüllt von *Rhynchonella.*

Profil F südlich von Sillningen.

a) 0,80—0,90 m verlehmter Kalkkies mit Fossilien des Mittleren Lias (*Waldheimia numismalis* Lam., *Deroceras Davoei* Sow., kleine in Brauneisen umgewandelte Amaltheen). — Selleterrasse.

b) 0,30 m grauer Ton mit faustgroßen schwarzbraunen Phosphoritknollen von meist unregelmäßig schlackiger Form, einzelne nur nußgroß und gerundet. Im Ton zahlreiche kleine weiße Schalentrümmer, *Gryphaea obliqua* Goldf., kleine schlanke *Pleuromya*-Steinkerne.

c) 0,10 » mehrere, jeweils etwa 3 cm starke Bänkchen von zersetztem Mergelkalk. Auf den Klüften rostige oder schwarzblaue Überzüge, im Innern einzelne rundliche schwarze Phosphoritknollen und phosphoritische *Pleuromya*-Steinkerne. Stellenweise wird der obere Teil dieser Bänkchen vertreten durch eine Lage von meist gerundeten, seltener auf der Oberseite zackigen, manchmal ockerüberzogenen schwarzen Phosphoritknollen. Die unteren Bänke dagegen gehen in eine Lage grauweißer, weicher, flach ellipsoidischer, kalkig-phosphoritischer Knollen über mit 2—3 cm Durchmesser und mit einer Menge verzweigter, weißlicher »Algen« im Innern.

d) 0,06 m bläuliche bezw. rostig gelbe Mergel mit Ockerputzen, z. T. mit Knollen verbacken. Geht über in

e) 0,10 » gelblichen, ockerigen, plattig zerspaltenden Kalk, mit rotblauen Kluftüberzügen und Kalkspat auf den Schichtfugen. *Bel. acutus.*

f) 0,17 » Mergel mit vielen dünnen, rasch auskeilenden Kalkbänkchen. *Bel. acutus.* 10 cm von unten eine Lage hellgrauer,

kalkig-phosphoritischer, weicher, eigroßer Knollen, ähnlich wie im unteren Teil von c).

g) 0,12—0,13 m Kalkbank, knollig zerklüftet, z. T. in 2 Bänke zerspalten. Die obere enthält in oder auf ihrer Oberfläche handgroße dünne Linsen von Crionidenbreccie (ähnlich bei Wulberg, Werningen, Göhn, Kemnat) und einzelne Bohrlöcher, die untere hat viele gekrümmte, bleistiftstarke Bohrgänge[1]) und verzeinzelte Trochiten, daneben weißliche wolkige phosphoritische Partieen.

h) 0,12—0,15 » Mergel, oben mit unregelmäßig zackigen harten Kalkknollen, unten mit schiefrigen, zentimeterstarken Kalkplättchen.

i) 0,28 m / 0,10 » } 2 harte, hellgraue Kalkbänke.

k) . . . . Mergel.

Einige nördlich von Château-Salins sowie bei Kambrich (Chambrey) aufgenommenen Profile schließen sich in ihrer Ausbildung völlig an diejenigen von Allenhofen-Thézey an.

Aus diesen Profilen ergibt sich folgendes Gesamtbild:

Zuunterst liegen Gryphitenkalkbänke im Wechsel mit Mergellagen, beide erfüllt mit Massen von *Gryphaea arcuata*, mit *Pentacrinus tuberculatus* und *Bel. acutus*. (Nur örtlich scheinen letztere beiden Versteinerungen ganz im Osten, wie erwähnt, zu fehlen.) In der Delmer Gegend enthalten die obersten 1—2 Bänke häufig riesige Arieten, bei Werningen liegen sie tiefer. Rhynchonellen (*Rh. plicatissima* Qu.) werden bei Werningen, Wingert und Kemnat in einer der obersten Bänke örtlich gesteinsbildend. Schwämme sind nicht selten. Crinoidenreste sind, linsenförmig angehäuft, an die oberste feste Kalkbank gebunden. Höher hinauf liegen nur noch dünne, auskeilende Kalkschichten.

Die genannte feste Bank ist, soweit sie daraufhin untersucht wurde, von gekrümmten Bohrlöchern durchzogen. Einzelne Phosphoritknollen und *Pleuromya*-Steinkerne sind bereits darin eingeschlossen, wie ersteres schon von van Werveke 1903 beschrieben wurde (126). Bei Werningen wurden Wellenfurchen mit etwa 12 cm Abstand der einzelnen Kämme, sowie Fließ-

[1]) u. a. ist ein handgroßer Ariet durchbohrt.

rinnen auf ihrer Oberfläche beobachtet. Die darin steckenden Schwämme[1]) ragen teils über die Oberfläche der Bank hinaus, teils schneiden sie mit derselben glatt ab. Nun folgt eine Mergellage von wechselnder Mächtigkeit, mehr oder minder erfüllt von einem groben Haufwerk von zerfressenen, angebohrten Gryphaeenbruchstücken und sonstigem Schalen- und Kalkgrus. Öfters, besonders im Westen des Gebiets, scheiden sich noch dünne, schiefrige Kalkbänke aus. Phosphoritknollen liegen zerstreut in dem Mergel, häufen sich aber nach oben hin an, mit Schwefelkies bezw. Ocker gemischt. Zugleich werden sie nach oben reicher an Phosphorsäure, ärmer an Carbonat (Profil F). In raschem Übergang folgt nun der dunkle β-Ton, dessen unterste 10—20 cm noch reichlich Phosphoritknollen enthalten, dessen höhere Schichten aber frei davon sind (Profil E, F). Dem Ton ist ein geringer Sandgehalt eigen; häufig finden sich kleine Schwefelkiesknollen. In den untersten Schichten, soweit die Phosphorite reichen, enthält der Ton reichlich die gleichen winzigen weißen Schalentrümmer wie die Knollen selbst. Als einziger Fossilfund in dem eigentlichen β-Ton, über der Phosphoritlage, ist ein kleiner verkiester *Aegoceras capricornu* Schl. zu erwähnen, der Vertreter des schwäbischen, von Stuber **(119)** auch bei Pelter nachgewiesenen Capricornier-Lagers.

Beziehungen zwischen Gryphitenkalk und Phosphoritzone.

Zu der Gesamtheit des Lias α sei noch Folgendes bemerkt:

Auf der Linie Delm—Metz ist seine Mächtigkeit bei Delm am geringsten (12 m), sie steigt bei Werningen auf 25, bei Metz auf 40 m und erreicht nördlich davon bis zu 50 m. Gerade umgekehrt verhält sich die Menge der Phosphoritknollen. Noch andere bemerkenswerte Unterschiede zeigt folgende Zusammenstellung:

---

[1]) Werningen, Kemnat (Cheminot), Anzen (Ancy),

	Metz	Weningen	Delm
Mächtigkeit des Gryphitenkalks . . .	40 m	25 m	12 m
Menge der Phosphorite	gering	ziemlich viel	viel
Mächtigkeit der Schalentrümmerschicht (Prof. A, b, B, b, C, c, D, d)	gering	mächtig	mächtig
Lage der Riesenarieten	?	nicht in den obersten Bänken	in den obersten Bänken
Zone der verkiesten Ammoniten (Semicostatenkalk) unter den Acutusschichten	vorhanden	vorhanden	fehlt

Es scheint sich hieraus zu ergeben, daß die geringe Mächtigkeit des Lias α in den südöstlichen Punkten veranlaßt ist durch erfolgte Aufarbeitung bereits abgelagerter Schichten noch während der α-Zeit; daher also die hohe Lage der Riesenarieten, das Fehlen der verkiesten Arieten und die starke Ausbildung der Schalentrümmerschicht. Zum Teil werden allerdings die Schichten von vornherein im Südosten weniger mächtig abgelagert worden sein. Es wäre dies ein Auskeilen nach dem Lothringer Hauptsattel hin, der am Delmer Rücken auch andere Schichten einschrumpfen läßt, z. B. die Schichtfolge von Ocker- bis Davoeikalk von 8 m nördlich von Metz auf 1,3 m zwischen Delm und Dinkrich (Tincry).

In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, daß bei Maien (Mey) nordöstlich von Metz die Acutusschichten sehr viel tonreicher entwickelt sind als bei Delm. Die Gesamtmächtigkeit des Mergels beträgt das dreifache von der des Kalkes. Weiter südlich, bei Werningen, ist das Verhältnis Kalk: Mergel = 5 : 9 und dürfte bei Delm einen ähnlichen Wert besitzen.

Beschreibung der Phosphoritknollen.

Die äußere Form ist bei einem Teil der Stücke durch Organismen gegeben (z. B. Muscheln und Schwämme), ein anderer Teil erweist sich als unabhängig von den organischen Einschlüssen und stellt sich dar in Form unregelmäßiger, rundlicher, warziger

Knollen oder flacher, handgroßer, wunderlich ausgezackter Fladen. In beiden Fällen finden sich sehr häufig unregelmäßig deformierte gewundene Bohrgänge und rundliche Bohrlöcher. Bei randlich gelegenen Bohrlöchern fehlt oftmals der äußere Teil der Wandung, und es bleiben so nur noch Rinnen übrig, die vielleicht noch an einer Stelle von einer schmalen Spange überwölbt werden. Überhaupt ist das Äußere der Knollen rauh und zerfurcht, manchmal erinnert die längliche, gedrehte Form und die schlackenartige, zerspratzende Oberfläche an eine Lavabombe.

Weniger häufig fanden sich auch Stücke von flach diskusartiger Form, ebenfalls voller Bohrlöcher und kleiner Warzen und Höcker.

Sehr plump sind die Knollen aus etwas tieferer Lage (Profil F, e) geformt, sie sind oft faustgroß und ziemlich kalkreich.

Die Größe der Stücke schwankt im allgemeinen zwischen Nuß- und Faustgröße, kleiner sind sie nur dann, wenn es sich um Verwitterungsrückstände größerer Knollen handelt. Besonders große Stücke erreichen bei 6 cm Durchmesser eine Länge von 10 cm.

Die Oberfläche der Knollen ist selten eben, sondern meist rauh, zackig zerhackt oder warzig, manchmal auch lederartig genarbt, ähnlich den Phosphoriten von Ely bei Cambridge (zitiert bei Stutzer). Häufig sind auch Andeutungen blättriger Struktur, wie dies auch sonst bei Phosphorit zu beobachten ist (Kreidephosphate von Novion-Porcien bei Rethel und von Delloye bei Leuwarde, südlich von Douai[1]) und wohl von Anätzung (Auflösung von Schwerspat?) herrührt. Viele Knollen sind in frischem Zustande mit einem schwarzen, pechartigen Lack überzogen — ebenfalls eine häufig auch von andern Fundpunkten gemeldete Erscheinung. Bei den Phosphaten vom Gouvernement Kursk und Gouvernement Pensa soll dies von einer randlichen Anreicherung an Phosphaten herrühren (vergl. N. J. 1912, II, 335).

[1]) Letztere wurden mir von Dr. W. Klüpfel in Metz zur Verfügung gestellt, erstere von stud. geol. Rüger in Heidelberg.

Die Farbe wechselt von tiefschwarz (seltener aschgrau) in frischem Zustande über dunkelbraune und gelbbraune Töne bis zu einem kreidigen Weiß, Gelblich- oder Rötlichweiß der verwitterten Knollen. Einige sehr frische Stücke von Langendorf (Longeville) haben einen bläulichen Schimmer und werden beim Verwittern hell kobaltblau (Beimengung von Vivianit?). Die Bruchflächen sind dicht, matt schimmernd oder glanzlos und weiß punktiert von kleinen Schalentrümmern. Sehr vereinzelt wurde eine Andeutung oolithischer Struktur beobachtet.

Das spezifische Gewicht beträgt bei frischen Proben von Werningen 2,6—2,8, bei verwitterten nur noch 2,3. Der Unterschied rührt von der Auslaugung der Schalentrümmer her, wodurch eine poröse Struktur und ein Kleben an der Zunge hervorgerufen wird. Auch die Härte sinkt von 5 auf $2^1/_2$, doch bleibt eine ziemliche Zähigkeit bestehen. Frische Stücke sind ganz auffallend zäh und schwer zu zerschlagen. Dabei entwickelt sich ein bituminöser Geruch.

Die Knollen umschließen zahlreiche Muscheln, Schnecken, Ammoniten usw. Hier sei nur erwähnt, daß dieselben nicht selten mit der Knollenoberfläche abschneiden, also an den ursprünglich herausragenden Enden abgerieben sind. Auf den Knollen sitzen, die Rauhigkeiten überkleidend, aber manchmal selbst noch von Phosphorit randlich überwuchert, sehr häufig kleine Austern, *Plicatula*, Serpeln, auch *Balanus*-ähnliche Formen, die alle eine gewisse Festigkeit der Unterlage voraussetzen. — Auf den lose im Ton liegenden Muschelsteinkernen zeigen sich öfters Eindrücke, die den Anschein erwecken, als ob die Phosphoritmasse in noch weichem Zustande deformiert worden wäre. Manche der Eindrücke sind klein und gerundet und mögen vielleicht nur die Abdrücke von Rauhigkeiten auf der Innenseite der Schale darstellen, die etwa durch Umhüllen von Sand und dergleichen Fremdkörpern mit Schalensubstanz nach Art der Perlen erzeugt wurden. (An Unionen aus dem Neckar und Rhein habe ich ähnliches oft beobachtet.) An einem Stück ist die ursprünglich an Stelle der Vertiefung befindliche Masse

nach der Seite gequetscht und dort zu einem kleinen Wulst angehäuft. Eine Erklärung der Erscheinung durch örtliche Auflösung kommt schon aus dem Grunde nicht in Frage, weil bisweilen noch Spuren der Schalenskulptur auf dem Grunde der Vertiefungen sichtbar sind. Man muß also eine Entstehung der Eindrücke in der Zeit annehmen, als die Füllmasse der Schalen noch unverfestigt, die Schale selbst aber bereits aufgelöst oder wenigstens erweicht war. Etwas Ähnliches sind vielleicht die phosphorsäurehaltigen »Geschiebe« oder »Geoden«, welche GAUB (53) aus der schwäbischen Sowerbyi-Bank als mit Eindrücken bedeckt schildert. Er sieht in ihnen »Schlammzusammenballungen«, die in noch plastischem Zustande durch Strömungen verschwemmt wurden und dabei die Eindrücke erhielten. In den Geschieben war zu dieser Zeit bereits Phosphorsäure enthalten, später hat sie sich noch mehr konzentriert und bei der Verwitterung bis zu $8^{1}/_{2}$ % angereichert. Daß solche »Schlammzusammenballungen« recht lange ihre Form behalten können, beweisen gewisse auf solche Weise gebildete »Konglomerate« im Wellenkalk (Schaumkalk der Heidelberger Gegend). Auch ein rezentes Beispiel möchte ich noch erwähnen: Im Frühjahr 1917 fand ich nach längerem heftigen Regen am Delmer Rücken bei Juweiler einen steilen Feldweg ganz bedeckt mit bis faustgroßen »Geröllen« aus weichem, manchmal fast »schwabbeligem« Astarteton, die der Regen heruntergespült hatte. — Bei dem Phosphorit kommt noch hinzu, daß der phosphorsaure Kalk bei seiner Entstehung wahrscheinlich gelartig war und so als Bindemittel die schlammigen Bestandteile zusammenhielt. Die narbige Oberfläche mancher Stücke, die auf ein späteres Einschrumpfen der ursprünglich umfangreicheren Masse hindeutet, wurde bereits erwähnt. Für die Phosphorite von Ely, die dieselbe Erscheinung zeigen, kommt MANTELL[1]) zu dem Schluß, daß auf ihrer Oberfläche ein dunkles Phosphat abgesetzt wurde, das früher wohl plastisch war, der sogenannte »Molluskit«. Auch die Phosphoritknollen aus dem

[1]) Vergl. **102**, S. (562).

Tertiär von Malta sind »eigentümlich gerunzelt.« Im Hilseisenstein von Dörnten wie im Emschersandstein von Schlewecke zeigen sich Schrumpfungsrisse an solchen Knollen (**72**, S. 325 und 329).

Eine andere Möglichkeit zeigt eine Beobachtung von KÖLBEL (WALTHER, Lithogenesis, S. 767). Er dredgte im Altausseer See aus 30 m Tiefe Schneckenschalen, die »teigartig« erweicht waren, aber an der Luft wieder erhärteten. Letzterer Umstand ist jedenfalls durch die Ausscheidung von einfach kohlensaurem Kalk zu erklären, der vorher als Bicarbonat gelöst in den Poren der Schalen vorhanden war, ähnlich wie manche Tuffe oder Kalksteine in bergfeuchtem Zustande weicher sind und an der Luft härter werden. Eine ähnliche Erweichung von Schalen dürfte auch im Meerwasser, namentlich wo durch Verwesungsvorgänge viel Kohlensäure gebildet wird, möglich sein. Auch wenn die Schale schon ganz gelöst ist, bleiben noch zähe Häute übrig, die die Form der Schale behalten, wie ein Versuch zeigte (Auflösung rezenter Schalen von *Mytilus edulis*, *Pecten varius* und *Unio tumidus* in verdünnter Salzsäure), aber doch die Entstehung von Eindrücken erlauben. SUDRY hat Ähnliches durch Einwirkung von schwefeleisenreichem Schlamm auf Muschelschalen erreicht. (Vergl. 5, 1. Fortsetzung, S. 154).

Eine Untersuchung der Struktur der Knollen ergibt eine dunkle, dichte Grundmasse, in welcher reichlich kleine weiße Schalentrümmer von kaum Stecknadelkopfgröße liegen, vereinzelt auch etwas größere, längliche Splitter, so daß die Bruchfläche der Knollen weiß punktiert erscheint. Auch vereinzelte Quarzkörner und körniger Schwefelkies lassen sich mit bloßem Auge erkennen.

Unter dem Mikroskop ist die Grundmasse trüb gelbgrün, olivgrün oder graugrün durchscheinend. Bei stärkerer Vergrößerung sieht man eine feine fasrig-körnige, verschwommene Struktur; doch kommen auch klare Partieen vor. Die Lichtbrechung liegt zwischen 1,544 (ω Quarz) und 1,654 (ω Kalkspat) und wurde im Dünnschliff nach der BECKE'schen Methode untersucht. Eine

genauere Bestimmung war wegen des Fehlens geeigneter Vergleichsmineralien und wegen zu starker Undurchsichtigkeit des Phosphorits nicht möglich. Tschirwinsky teilt (122, S. 51) die russischen Phosphorite nach ihrem mikroskopischen Bilde in 2 Gruppen: 1. krystalline Phosphorite, $\gamma - \alpha = 0{,}008$, worunter besonders sandige Knollen mit wenig (13—15 %) P_2O_5. Sie enthalten meist Schwammnadeln, Glaukonit, Eisenoxyd, organische Stoffe, selten Foraminiferen, von klastischen Bestandteilen Feldspäte, Zirkon, Muskowit, Calcit, selten Turmalin und Eisenspat. 2. ebenfalls krystalline Phosphorite, aber $\gamma - \alpha$ nur 0,004 oder infolge zu feinen Korns überhaupt keine erkennbare Doppelbrechung. Hierzu gehören einzelne sandige Phosphorite, ferner kalkige Phosphorite ohne klastische Gemengteile. Gehalt an P_2O_5 20—28 %. Häufig finden sich Radiolarien und Foraminiferen, ferner stark zersetzter Glaukonit, Pyrit und viel Calcit. — Die erste Gruppe dürfte wohl auf eine Bildung innerhalb eines Sediments hinweisen, das hauptsächlich aus mechanisch aufgearbeiteten Massengesteinen gebildet wurde, und dessen Bestandteile von dem Phosphorit umhüllt wurden. Letztere Art entstand inmitten eines feinschlammigen Niederschlages, der von stark zersetztem (d. h. wohl nicht in der Nähe anstehendem) Massengesteinsmaterial oder von Schichtgesteinen abstammt. Damit stimmt zusammen, daß erstere in der transgressionsreichen Kreide, letztere im Jura besonders häufig sind. Unsere Stücke stimmen mit der zweiten Gruppe ziemlich überein. Das Fehlen von Glaukonit, der sonst so häufig mit Phosphorit zusammentritt, würde sich in unserem Falle durch das Zurücktreten verwitternder Massengesteine in dem flachen Landgebiete des Jura erklären. Kalireiche Massengesteine sind bekanntlich nach Murray u. a. die Vorbedingung zur Glaukonitbildung.

Sehr reichlich sind in die Grundmasse kleine Schalentrümmer eingestreut. Sie messen meist $^1/_2$—$^1/_3$ mm; selten sind sie im selben Schliff sehr verschieden groß, als ob eine gewisse Ausschlämmung der Splitter und Sortierung nach der Größe stattgefunden hätte. Sie besitzen noch eine wohlerhaltene Struktur,

Entweder sind langgestreckte parallele Lagen von Kalkspat zu erkennen, oder dieser ist in Zickzackstreifen angeordnet, wie wir dies von der Prismenschicht der Muscheln kennen. Andere Bruchstücke zeigen zellige Struktur und stammen von Echinodermen. Sie bestehen ebenfalls aus Kalkspat und sind von schwarzen staubförmigen Erzkörnchen durchsetzt, besonders am Rande. Daneben enthalten sie oft noch kleine angewitterte Pyritkörner. In mehreren Fällen sind die Schnitte von einem zusammenhängenden vollständigen Netzwerk von schwarzem Erz durchzogen, das bisweilen an die scharfwinkeligen Leisten von Titaneisen erinnert. Es gibt sich als sekundär zu erkennen, indem es den Spaltrissen des Kalkspats der Muschelschalen folgt.

Schnitte durch Brachiopodenschalen zeigen die feinen senkrecht durch die Schalen setzenden Öffnungen der perforierten Formen.

Recht häufig finden sich Foraminiferen, u. a. *Nodosaria.* Sie sind z. T. schon mit bloßem Auge als weiße Pünktchen erkennbar. Die Schalensubstanz ist wiederum Kalkspat, oft in Fasern senkrecht zur Schalenoberfläche angeordnet und dann im polarisierten Licht bei ringförmigen Schnitten kreuzförmig auslöschend. Die Füllung des Innenhohlraums besteht aus derselben Substanz wie die umgebende Grundmasse, nur ist sie etwas heller gefärbt. — Vereinzelt scheinen auch Radiolarien (Nasselarien) vorzukommen.

Von anorganischen klastischen Gemengteilen finden sich Quarz und Feldspäte, u. a. Mikroklin. Sie können durch Auflösen des Gesteins in Salzsäure isoliert werden. Namentlich Quarzkörnchen sind in dem Rückstand reichlich. Durch die eingeschlossenen Bläschen geben sie sich als von Massengesteinen abstammend zu erkennen.

Als neugebildet sind zu betrachten Schwefelkies (wenigstens zum Teil), Kalkspat und Schwerspat.

Der Schwefelkies ist schon mit bloßem Auge erkennbar. Er ist an der Außenseite der Knollen in nierigen, oberflächlich verrosteten Krusten häufig; besonders reichlich aber findet er

sich in dem Innenhohlraum mancher Schwämme, ist jedoch hier meist zu ockerigen Massen voller Gipsnadeln zersetzt. Manchmal bildet er linsenförmige Zusammenballungen im Innern der Knollen. Im β-Ton kommen auch fingerlange isolierte Schwefelkiesknollen vor.

Im Schliff zeigt sich der Pyrit sehr verbreitet in Form zerstreuter, stellenweise angehäufter Körnchen. Sie sind meist eckig, bisweilen deutlich würfelförmig, oft auch gerundet, teils staubförmig fein, teils bis zu $^1/_2$ mm groß. Gewöhnlich sind sie von einer innen rötlichen, weiter außen gelblich werdenden Zone umgeben, innerhalb derer die Zersetzungsprodukte des Schwefelkieses sich verbreitet haben. Bisweilen finden sich winkelige, $^1/_5$ mm lange Leisten, die an Titaneisen erinnern. Häufig tritt der Schwefelkies in Verbindung mit organischen Resten. Er füllt die Poren von Crinoidengliedern, durchsetzt in Form knotiger Schnüre die Risse in Molluskenschalentrümmern und krystallisiert bisweilen in scharfer Oktaederform im Innern von Foraminiferen. Der auffallend orangerote Ocker in Schicht c des Profils E ist zweifellos aus Zersetzung von Schwefelkies entstanden.

Schwerspat krystallisiert in weißen, $^1/_2$ cm breiten, dünnen Tafeln in Hohlräumen der Knollen, besonders im Innern der Schwämme und in Bohrlöchern.

Neugebildeter Kalkspat erfüllt hie und da Risse und Sprünge in den Knollen.

Chemische Verhältnisse.

Der Phosphorsäuregehalt der Knollen schwankt beträchtlich. Aus unserem Gebiet liegen folgende Bestimmungen vor:

Nr.	Fundort	Aussehen	$Ca_3P_2O_8$	Analytiker
1.	Gegend von Delm	—	16,52 %	(zitiert 126)
2.	Zwischen Allenhofen und Thézey	Bräunlich angewittert, z. T. weißliche Oberfläche . . .	26,16 %	Behaghel 1916
3.	Wulberg, nahe der »deutschen Eiche«	Stark angewittert, z. T. weißlich	54,59 %	Abteilung »Phosphatgewinnung« der Militärbergverwaltung in Mons, 1918
4.	Höhe 324 östlich von Werningen	Nußgroße, poröse, weiß verwitterte Knollen. In den Poren etwas Lehm	52,22 %	
5.	Bahnhof Werningen	Frische, meist flache Konkretionen aus dem obersten α-Mergel u. untersten β-Ton. Innen grau oder bräunlich .	50,54 %	
6.	» »	Steinkerne von *Pleuromya* aus derselben Schicht. Einzelne bereits etwas angewittert. .	51,24 %	
7.	» »	Kalkig-phosphoritische Spongien aus dem tieferen Teil der Phosphoritschichten (Profil E, Schicht e, untere Hälfte)	43,42 %	
8.	» »	Frische, mittelgroße Phosphoritknolle a) Rand . . . . b) Mitte	 56,1 % 46,5 %	Laboratorium der Preußischen Geologischen Landesanstalt 1919
9.	» »	Weißliche Putzen in der obersten Kalkbank des Profils E	17,7 %	

Eine Vollanalyse einer frischen, harten Phosphoritknolle mit ziemlich viel Schalendetritus, ausgeführt im Laboratorium der Preußischen Geologischen Landesanstalt ergab:

10.	P_2O_5	21,63 %
	CaO	44,1 »
	MgO	0,95 »
	K_2O, Na_2O	1,4 »
	Fe_2O_3	3,08 »
	Al_2O_3	1,1 »
	F	2,90 »
	Cl	Spur

CO_2	10,35 %
SO_3	0,3 »
H_2O (105°)	0,7 »
Unlösl.	8,42 »
	94,93 %

Der Rest ist neben dem reichlich vorhandenen Bitumen Glühverlust.

Braconnier gibt (16, S. 55) von dem außerhalb unseres Gebietes gelegenen, aber dem gleichen Horizont angehörigen Phosphorit von Sandaucourt (Département des Vosges) folgende Analysen:

	Glühverlust	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Mn_2O_3	CaO	P_2O_5	Zus.
f	2,1 %	7,6	4,7	5,8	2,1	43,3	36,3	101,9
i	2,4 »	9,0	6,3	6,1	0,5	43,7	32,5	100,5
e	18,0 »	8,7	5,7	5,1	0,5	37,0	24,9	99,9
n	11,8 »	6,8	4,7	5,0	0,5	44,3	26,5	99,6

f = weißliche, sehr leichte, poröse Knolle aus umgeschwemmtem Lehm;

i = Knollen aus einem rötlichen Ton mit Bruchstücken von Knollen und Bruchstücken von Belemniten; dicht darunter findet sich eine Lage toniger Kalkknollen.

e = Knollen aus rötlichgelbem Ton unter der genannten Knollenlage stammend.

n = graue Knollen aus der Kalkbank mit *Arietites* (*Coroniceras*) *bisulcatus* Brng. und *Pentacrinus* »*basaltiformis*« (wohl *tuberculatus*! d. V.) f) und i) sind wohl umgeschwemmt, e) und n) aber anstehender Lias α.

Sucht man CaO gegen P_2O_5 als $Ca_3P_2O_8$ zu verrechnen, so ergibt sich ein Überschuß von CaO, und zwar beträgt er bei f) = 0,4%, bei i) = 4,9%, bei l) = 7,5%, bei n) sogar 13%. Also je tiefer die Knollen liegen, d. h. je weniger sie verwittert sind, desto mehr CaO enthalten sie, das nicht als dreibasisches Phosphat gebunden ist, sondern vermutlich als $CaCO_3$. Der Glüh-

verlust wächst nämlich im gleichen Sinne, ferner brausen frische Phosphoritknollen aus unserem Gebiet mit Säure stark auf, verwitterte z. T. weniger. Durch Verwitterung wird also Carbonat ausgelaugt. Dies ist auch ersichtlich aus der Entstehung von Poren und Hohlräumen an Stelle von Schalentrümmern. Die Phosphorsäure reichert sich dadurch in den verwitterten Stücken an (vergl. n und f). In geringerem Grade zeigt sich dasselbe an den Analysen aus unserem Gebiet (vergl. 3 u. 4 mit den folgenden).

Wir haben es also mit Knollen zu tun, welche neben phosphorsaurem Kalk wesentlich aus kohlensaurem Kalk, Ton und Eisenerzen bestehen. — Beim Auflösen mancher Proben in Salzsäure entwickelte sich neben Kohlensäure auch Schwefelwasserstoff. Es hinterblieb ein olivgrüner oder schockoladebrauner Rückstand, aus dem sich Quarzkörner, Pyrit und Brauneisen ausschlämmen ließen.

Bemerkenswert ist, daß auch die oberen Bäncke des Gryphitenkalks oft hellgraue, phosphoritische Putzen enthalten (Analyse 9). Braconnier erhielt aus einer derartigen Probe aus der Gegend von St. Nicolas bei Nancy 3% $P_2 O_5$.

Die Verwitterung des Phosphorits wird durch die Zersetzung des ihn begleitenden Schwefelkieses eingeleitet. Es entstehen Eisenhydroxyde; die freiwerdende Schwefelsäure greift einen Teil des kohlensauren Kalks an und bildet Gipskrystalle, die meist in einer ockerigen Masse, dem Rückstand des Pyrits, stecken. Auch der phosphorsaure Kalk wird angegriffen. Darauf deuten wenigstens stark zerfressene Stellen auf der Oberfläche von Phosphoritknollen in der Nachbarschaft neu gebildeter Ockerüberzüge. Im Innern der Knollen entstehen zahlreiche rostbraune Punkte, sowie kleine Poren. Die Farbe schlägt in grau und braun, zuletzt in weiß um, denn die organischen Stoffe werden oxydiert. Besonders wo Pflanzenwurzeln vorbeiziehen, entsteht ein verzweigtes Netz schneeweißer Linien, die etwas vertieft verlaufen und von den Säuren der Wurzeln herrühren. (Ein Tropfen Salzsäure, der längere Zeit auf frisches Phosphat einwirkt, läßt ebenfalls einen hellen Fleck entstehen.) Nicht damit zu verwechseln

sind weißliche Verzweigungen im Innern der Knollen, die später besprochen werden sollten. Die Humussäuren haben demnach die Fähigkeit den phosphorsauren Kalk aufzulösen, wenn auch sehr langsam. — Die Nassauer Phosphate wurden einst gemahlen und ohne weitere Aufschließung auf saure Wiesen gestreut, wo das Pulver auf natürlichem Wege zersetzt wurde. (33, S. 108.)

Tier- und Pflanzenreste.

Die Fauna der Phosphorite ist recht reichhaltig. Sie kann hier nur soweit behandelt werden, als dies für die Klärung der Bildungsweise der Knollen notwendig ist. Eine eingehende paläontologische Bearbeitung des gesammelten Materials war unter den gegebenen Umständen nicht möglich.

Von den Fossilien der »Schichten mit *Belemnites acutus* und *Pentacrinus tuberculatus*« gibt Stuber (119) eine umfassende Liste. Sie ist jedoch, wie sich später herausgestellt hat, insofern unrichtig, als er mehrere Horizonte durcheinander wirft, insbesondere einen unter den Acutusschichten liegenden Horizont mit verkiesten Ammoniten (Semicostatenkalk) zur α/β-Grenze hinaufzieht. In der Sammlung der Geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen liegen aus den Phosphoritknollen der Delmer Gegend folgende Versteinerungen, die ich nach dem Wortlaut der vorgefundenen Etiketten anführe:

Arnioceras sp.
Agassiceras sp.
Asteroceras sp.
Pecten textorius.
» cf. *subulatus* Mst.
Lima.
Cardinia.
Protocardia.
Isocardia bombax Qu.
Macrodon pullus Terqu. sp.
» *Buckmanni* Richards sp.
Cucullaea Münsteri Ziet.

Leda galathea d'Orb.
Pleuromya liasina Schübl. sp.
Unicardium cardioides Phill. sp.
Pinna.
Myconcha.
Gryphaea (auffallend kurze Form),
Spiriferina Walcotti Sow. sp.
Rhynchonella plicatissima Qu.

Stuber (119, S. 32—33) gibt außerdem an:

Arietites (*Agassiceras*) *Scipionianus* d'Orb. sp. (Jugendform).
» (*Arnioceras*) *Hartmanni* Opp. sp.
» (*Arnioceras*) *semicostatus* Y. a. B. sp.
» (*Coroniceras*) sp. (Gruppe des *Ar. bisulcatus* Brug.)
Turbo cf. *Chapuisi* Terqu. et Piette.
Protocardia cf. *oxynoti* Qu. sp.
Serpula sp.

Von eigenen Funden seien als wichtig für die Beurteilung der Faciesverhältnisse genannt:

Radiolarien.
Foraminiferen (u. a. Nodosarien).
Spongien.
Holothurien (radförmige Skelettkörperchen, vergl. die Abbildungen bei Gaub (53).
Pentacrinus tuberculatus Mill.
Seeigelstacheln.
Lingula sp.
Terebratula sp.
Gryphaea arcuata Lam.
» *obliqua* Goldf.
Astarte sp.
Modiola sp.
Mytilus sp.
Mehrere Arten von Gastropoden.
Belemnites acutus Mill.
? Krebsscheere.

Von Pflanzenresten fanden sich neben Algen häufig Gagatstücke.

Die genannten Formen finden sich teils im Innern der Knollen, teils lose im Mergel oder Ton; in beiden Fällen sind meist Spuren von Abrollung erkennbar, bei den von Knollen umschlossenen Stücken wenigstens an den Stellen, wo sie hätten herausschauen müssen. Eine zweite Tiergeneration, aus Serpeln, Plicateln, Ostreen, Bryozoen und Balanen bestehend, besiedelt die äußere Oberfläche der Knollen und gewisser Fossilien. Außerdem sind Spuren von Bohrmuscheln und Bohrschwämmen sehr zahlreich.

Im folgenden seien zunächst die Vertreter der einzelnen Tierklassen der ersten Generation nach ihrer Bedeutung für die Beurteilung der Fazies besprochen.

Die Protozoen sind durch Foraminiferen ziemlich reichlich vertreten. Ihr Vorkommen besagt über die Meeresverhältnisse wenig, denn die Schälchen können nach dem Tode ihrer Bewohner durch die Verwesungsgase einen Auftrieb erleiden und weiterhin verschleppt werden. Nach Walther ist ein Reichtum an planktonischen Foraminiferen »nicht so sehr ein Beweis dafür, daß die betreffende Ablagerung in großen Tiefen gebildet wurde, als vielmehr dafür, daß klastische Sedimente an jener Stelle nicht aufbereitet wurden« (124, II. T.). Die benthonischen Formen bewohnen »hauptsächlich die pflanzenreiche Flachwasserzone«.

Ebensowenig besagt das vereinzelte Vorkommen von Radiolarien (Nasselarien).

Die Coelenteraten sind reichlich durch Gebilde vertreten, die ich als Schwämme betrachte. Es sind plumpe zylindrische, an einem Ende abgerundete, am andern meist mit einem tief eingesenkten Zentralhohlraum versehene Knollen. Die Höhe der Zylinder beträgt meist etwa 6, selten bis zu 10 cm, der Durchmesser 4—7 cm. Die Dicke der Wandung schwankt von 1—2 cm[1]. — Sie kommen bereits in den obersten Kalkbänken der Acutusschichten vor, in welchen sie senkrecht stecken und zum Teil

[1]) Ganz vereinzelt fand sich ein kleiner kelchförmiger Schwamm von nur 3 mm Durchmesser und 5 mm Höhe.

über die Oberfläche hinausragen. Die Schwämme in diesen Kalken sind etwas kleiner, 2—5 cm hoch, 3—4 cm dick. Sie erscheinen kürzer, gedrungener, manchmal fast zu einer Halbkugel verkürzt, unten zuweilen nach den Seiten ausgebaucht. Die höher, im Ton und Mergel steckenden Gebilde dieser Art sind viel mannigfaltiger gestaltet. Die Grundform ist auch hier der unten abgerundete Zylinder. Der untere Teil ist manchmal kugelig aufgebläht, so daß er fast den doppelten Durchmesser erreicht wie der daran anschließende Zylinder. Zuweilen ist der Boden solcher Hohlkugeln abgeplattet. In einem Ausnahmefall (Erlen [Aulnois] bei Delm) besaß der Zylinder bei 5 cm Durchmesser nur $1^1/_2$ cm Höhe und flach gewölbten Boden. (Diese Form erinnert lebhaft an gewisse ringförmige rätselhafte Gebilde im Mittleren und Oberen Dogger der Moselgegend, namentlich im Fentscher Mergel und im Jaumont-Oolith). Einige Stücke zeigen am oberen Rande lappige Verbreiterung, andere sind in der Mitte eingeschnürt, oben trichterförmig erweitert, wieder andere fast kugelig. Kurz die Formen sind sehr mannigfaltig.

Vereinzelt sind 2 solche Zylinder in der Längsrichtung verwachsen, in einem andern Falle sproßte ein kleiner Körper dieser Art aus einem größeren seitlich heraus.

Am Boden vieler, auch der meisten aus dem Kalk stammenden Formen zeigt sich in der Mitte eine kleine, narbenartige Vertiefung unbekannter Entstehung[1]). Nur in einem Fall ergab sich beim Zerschlagen als Fortsetzung dieser Narbe eine mergelerfüllte, gewundene Röhre nach Art einer Bohrwurmröhre. Von der genannten Vertiefung oder auch erst vom unteren Rande des eigentlichen Zylinders an laufen sehr häufig flache, gerundete, 4—10 mm breite Furchen auf der Außenseite empor. Die aus dem Kalk stammenden Stücke zeigen nie mehr als eine, oft überhaupt keine derartige Rinne, die andern bis zu 5, die sich regelmäßig auf den Umfang verteilen und zwischen sich breite Rippen stehen

[1]) Lebende Tiefseekieselschwämme zeigen zwar an der Stelle, wo sie auf dem Stiel aufsitzen, eine ähnliche Narbe; aber ein Vergleich scheint doch zu gewagt.

lassen. Es entstehen so Querschnitte von der nebenstehenden Form.

Figur 2.



Etwas damit Vergleichbares sind vielleicht die Rippen, die die Außenseite eines Exemplars von *Poterion Neptuni* aus dem Indischen Ozean im Straßburger zoologischen Museum zeigt.

Der zentrale Hohlraum zeigt sich als solcher nur bei stark ausgewitterten Stücken, sonst steckt ein Kern darin, der oft krystallinisch aussieht (besonders bei den Formen aus dem Gryphitenkalk) und dann aus lauter durch Kalkspat verkitteten Schalentrümmern besteht. In diesem Falle widersteht oftmals der Kern der Verwitterung, während der umhüllende eigentliche Schwammkörper schon zerfallen ist. Es bleibt dann ein seltsamer, daumendicker, walzenförmiger Körper übrig, bei dessen Anblick man an Koprolithen denken könnte. Sonst ist der Hohlraum erfüllt von weißlichem Mergel oder grauem weichem Kalk mit reichlichem Pyrit, so daß beim Verwittern Ockermassen mit Gips entstehen. Häufig enthält er auch Drusen von tafeligem Schwerspat mit Ton in den Zwischenräumen. Die Wand der Höhlung ist oft glatt, manchmal wie poliert, doch kann sie auch fest mit der Füllmasse verwachsen, so daß die Grenze nur durch Farbwechsel bezeichnet wird. Bemerkenswert sind noch bei einem Kern senkrechte, tiefe Rinnen, als ob von der Wandung aus Scheidewände in den Hohlraum hineingeragt hätten.

Die Mineralmasse, woraus diese Körper bestehen, ist dieselbe wie bei den gewöhnlichen Phosphoritknollen. Die Oberfläche ist oft genau so warzig, auch die Schalentrümmer im Innern fehlen nicht. Ein Stück zeigt letztere in gekrümmten Strähnen angeordnet, es erinnert an Fließstruktur. Nur selten finden sich Stellen, wo sie fehlen.

Meist stecken in der Wandung, seltener im Kern, Fossilien.

Es sind Schnecken, kleine Muscheln, Brachiopoden, Belemniten und Ammoniten. Sie sind da, wo sie über die äußere Wand hinaus ragen müßten, öfters abgeschliffen.

Schwer zu erklären sind wurzelartig verzweigte, millimeterdicke, mergelerfüllte weißliche Röhrchen, die auf der Innenseite der Hohlzylinder manchmal in großer Menge auftreten und von dort aus in diesen hineindringen, ohne jedoch dessen Außenseite zu erreichen. Bisher wurde dies nur bei Stücken mit mergeligem »Kern« beobachtet. Ähnliches beschreibt Geinitz als »*Spongites phosphoriticus*« aus Phosphoritknollen von Helmstedt (**54**, S. 3 u. 37) Gümbel erwähnt von fränkischen Phosphoriten über dem Eisensandstein des Braunen Jura »weiße, wurzelähnliche Zylinder, welche die Knollen durchziehen« (**67**). Die weißen Röhrchen in Phosphoriten des Ornatentons vom Hesselberg in Franken betrachtet er als von Algen herrührend (**67**, IV). Denckmann spricht von »algenartigen Verzweigungen« auf der Oberfläche der Phosphatknollen des Oberen Lias von Dörnten (**41**, S. 322). Die schwärzlichen, sandigen Phosphoritknollen der Costatenschichten südlich von Metz zeigen dieselben Röhrchen, ebenso viele der schwarzen, glaukonitreichen Phosphorite aus dem Cenomangrünsand von Delloye bei Leuwarde. Es ist besonders bemerkenswert, daß bei einem von dort stammenden phosphoritischen Schwammbruchstück diese »Algen«, genau wie oben beschrieben, von der Innenwand des Schwammkörpers aus nach außen hin in diesen eindringen (vergl. nebenstehende Texttafel Fig. 3).

Das wäre ein Grund mehr für die Schwammnatur auch der vorliegenden Stücke. Damit stimmen überein:

1. Die wechselnde Gestalt, die auch bei lebenden Formen durch Untergrund, Strömungen usw. stark beeinflußt wird;

2. die senkrechte Stellung der in den Gryphitenkalkbänken steckenden Formen;

3. die Verwachsung von Einzeltieren, sowie Knospung kommt auch bei lebenden Schwämmen vor;

4. die in der Wandung steckenden Fossilien bieten ebenfalls kein Hindernis. Von lebenden Schwämmen werden Sandkörner,

Figur 3.

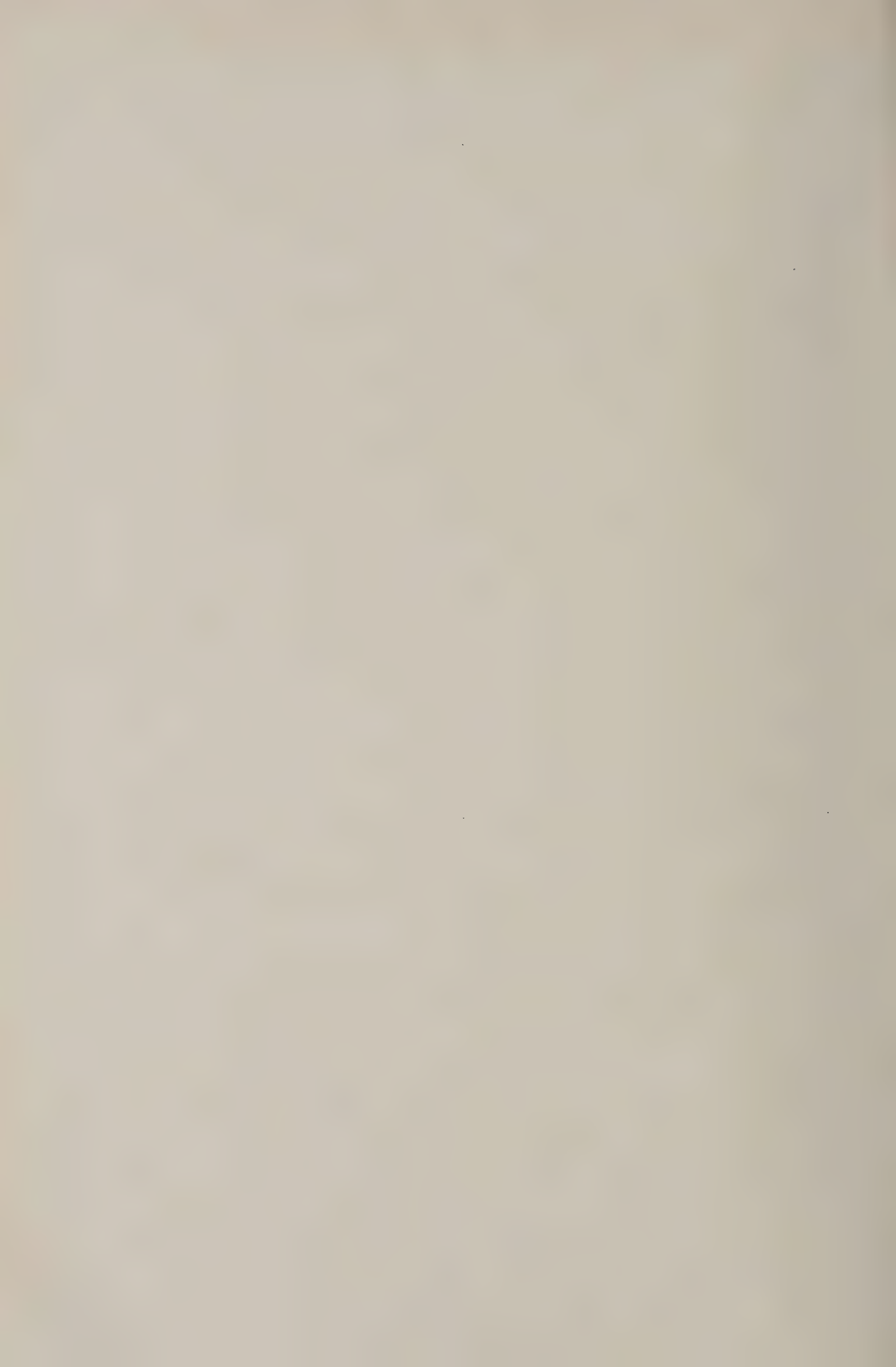


1—3 = Spongien aus dem Phosphorit an der Grenze von Lias α und β. Bahnhof Werningen (Verny) südlich Metz. 2 und 3 kreidig verwittert, bei 3 Bohrlöcher erkennbar. 1 zeigt von der weißlichen Füllmasse des Osculums ausgehende weißgraue »Fucoiden«

Figur 4.



4 = rundliche Spongie, unverwittert. Ebenda.
5 = Kalkbank (Profil Probsthofen, Schicht e) mit *Coel. crassum* Phill. Äußere Windungen phosphoritisch, innere verkiest und mit Kalkspat erfüllt. Vergl. S. 153.



Foraminiferen, Muschel- und andere Schalen, die oberflächlich ankleben, in die Tiefe gezogen und eingehüllt. *Sycon ciliatum* aus der Adria bei Triest lieferte beim Zerzupfen »große Mengen jugendlicher Foraminiferen« (Walther, **124**, S. 213). Kleine Individuen fremder Spongienarten können in das Schwammgewebe eingesenkt sein (z. B. *Spongicola*), Mollusken nagen und bohren daran (*Dois*, *Doriopsis*, *Fissurella*), sie mögen uns z. T. erklären, wie die zahlreichen Bohrlöcher und Grübchen an den fossilen Spongien entstanden sind. Bei manchem im Verhältnis zum Schwamm sehr großen Schalen, wie bei Ammoniten oder Pleuromyen, muß wohl mehr an ein Umwachsenwerden, als an »Hereinziehen« gedacht werden. So umschließt *Geodia gigas*[1]) (von Marseille) größere Muschelschalen und Serpeln. Im Osculum derselben Art leben bei Triest Würmer und Krebse, — auch eines unserer Stücke enthält Krebsreste.

Fossile Schwämme sind auch sonst häufig phosphoritisiert, so schon im Silur von Nordwales (H. Johnson, zitiert **120**, S. 334) und von Bornholm (Deecke, **39**), sowie vor allem in der Kreide (Neocom des Gouvernements Pensa [N. J., 1912, II, S. 335], Gault von Langelsheim (Heberle, **72**, S. 338) und besonders in der französischen Kreide an sehr vielen Stellen — Delloye, Perthes bei Rethel, Régny, Reims, Gomont, Monchin u. a.

Leider ist der beste Beweis für die Schwammnatur unserer Stücke, der Nachweis von Skelettnadeln, weder im Schliff noch im Lösungsrückstand gelungen. Ich möchte daher von einem Urteil über die Art der Schwämme, ob Hornschwamm, Kalk- oder Kieselschwamm, vorläufig absehen und nur darauf hinweisen, daß an der Adriaküste viele Kalk- und Hornschwämme in geringer Tiefe leben und nach ihrem Tode an die Küste geschwemmt werden, und daß andrerseits bei unserem Gryphitenkalk vieles für seichtes Wasser spricht, wie wir sehen werden. Die Kieselschwämme leben mit Ausnahme der Lithistiden in tieferem Wasser, von Kieselsäuresubstanz ist — mit Ausnahme der klastischen

[1]) Straßburger zoologische Sammlung.

Quarzkörner — in keinem Schliff etwas nachzuweisen, weder in Form von Nadeln, noch als Ausfüllung von Spalten u. dergl., was auf Auflösung und Wiederabscheidung von Kieselsäure hinweisen könnte. Allerdings sind die Radiolarienschälchen in Kalkspat verwandelt.

Bohrende Schwämme haben an den gerollten Gryphaeenschalen dieselben kurzen, gerade gestreckten, millimeterstarken Röhren erzeugt, welche die lebende *Clione* heute noch bildet. Bei Sebastopol lebt diese Form nach Walther zwischen 9 und 20 m Tiefe.

Von den Echinodermen treten im obersten Gryphitenkalk die Seelilien reichlich auf als Bildner von Crinoidenkalken, die auch hier und da Seeigelstacheln und -täfelchen enthalten. In den Phosphoritknollen ist bisher nur *Pentacrinus tuberculatus* Mill. beobachtet worden. Die Crinoidenkalke erinnern mit ihrem Reichtum an Stielgliedern an die Trochitenbänke des Oberen und gewisse Lagen des Unteren Muschelkalks, die als Flachseebildungen angesprochen werden. Nach Deecke (**36**, VIII) lieben die Crinoiden ein »nicht schlammiges, flaches Wasser« unterhalb des Wellenbereichs. Starke Schlammzufuhr bringt die ganzen Kolonieen zum Absterben; so wie im Trochitenkalk den eingeschalteten tonigen Lagen die Seelilien fehlen, so werden die Tuberculatusschichten durch den β-Ton »abgeschnitten«.

Die Schneckensteinkerne sind z. T. ziemlich groß und derb, deuten also jedenfalls nicht auf große Tiefen.

Unter den Muscheln fallen durch ihre Menge und Größe besonders die Pleuromyen auf, vor allem ist *Pleuromya liasina* Schübl. sehr häufig. Die lebenden Verwandten dieser Muschel sind Schlammbewohner des Flachwassers; die Erhaltung beider Klappen im Zusammenhang sowie die Dünnheit der Schale lassen für die fossilen Formen eine ähnliche Lebensweise annehmen. Eigentümlich ist, daß die Phosphoritknollen aus dem Oxford von Belle-Ozière bei Nonsard (Woëvre), aus dem Gault von Novion-Porcien bei Rethel und aus dem Senon von Delloye bei Leuwarde, die ich zu sehen Gelegenheit hatte, fast identische Formen enthalten, als ob diese Muscheln die phosphoritführende Facies be-

vorzugten. — *Pecten*, *Lima* und *Mytilus* als teils in der Jugend, teils dauernd byssustragende Formen, wie auch die dickschaligen Gryphaeen sprechen für bewegtes Wasser, wie es die Gezeitenströme im Küstengebiet erzeugen; an der norwegischen Küste leben gegenwärtig die beiden erstgenannten Muscheln in der »Laminarienzone«, die bei tiefster Ebbe sogar trocken liegt. *Mytilus* und *Cardinia*, vielleicht auch die Gryphaeen, könnten auf Süßwasserzufluß hinweisen. *Cardinia* wird als bezeichnende Seichtwasserform betrachtet. Sie findet sich z. B. in den Strandablagerungen des Hettinger Sandsteins, einer sandigen Ausbildung des Lias in Nordlothringen und entsprechend auch im schwäbischen Angulatensandstein. — *Nucula* liebt einen schlammigen Boden, ist daher z. B. im Lias und im Astarteton verbreitet, im Phosphorit findet sie sich selten. Die übrigen, vereinzelten Muschelarten bleiben besser unberücksichtigt.

Die Cephalopoden sind in den Phosphoritknollen durch mittelgroße Arieten und *Belemnites acutus* Mill. vertreten. Über die Meeresverhältnisse erlauben sie kein bestimmtes Urteil, da sie zwar faciesabhängig, aber nicht in dem Maße bodenständig sind wie etwa die Muscheln.

Von Brachiopoden sind phosphorisiert erhalten: kleine Terebrateln, *Rhynchonella plicatissima* Qu.; *Spiriferina Walcotti* Sow.; letztere in auffallend großen, grobschaligen Exemplaren. Sie besagen nichts über die Wassertiefe; die lebenden Formen gehen z. T. durch sehr große Tiefenunterschiede unverändert hindurch. Nur *Lingula* gilt seit dem Cambrium als bezeichnend für Seichtwasser, sie liegt im Gryphitenkalk in etwas tieferer Schicht als die Phosphorite (*Lingula metensis*).

Von Arthropoden fand sich als einziger Rest eine undeutliche Krebsschere, die im Osculum eines Schwammes erhalten blieb. Es ist durch Walther bekannt geworden, wie die Krebse Schalen aller Art, auch die Panzer ihrer eigenen Artgenossen, zerknacken. Das Fehlen weiterer Spuren besagt also nichts über ihre frühere Zahl. Schalengrus, der durch die Tätigkeit der Krebse gebildet sein könnte, findet sich genug.

Die Würmer haben nur »Wurmröhren« hinterlassen, besonders in der obersten Kalkbank des Gryphitenkalks, aber auch in den Phosphoritknollen. Voraussetzung für ihre Entstehung war wohl ein noch nicht ganz erhärteter Untergrund. Zum Teil sind sie wohl der »zweiten Generation« zuzurechnen.

Von Wirbeltieren fand sich keine Spur.

Die Pflanzen sind durch das »Seegras« vertreten, das im obersten Arcuatenkalk manche Bänke ganz erfüllt (bei Luppingen (Luppy) z. B. die 2. Bank von oben). Seine Existenz ist an die oberste, lichtdurchlässige Zone des Wassers gebunden. Von den recenten Seegräsern reicht *Posidonia oceanica* bis auf 65 m Tiefe hinunter. — Die vereinzelten Treibholzstücke (in den Kalkbänken) können in Ablagerungen der verschiedensten Tiefe eingebettet werden. Walther zitiert (**124**, III, 954) das Ergebnis eines Schleppnetzzuges bei den Caraiben, wo sich noch in 1800 m Tiefe Massen von Landpflanzenresten mit vielen Hölzern fanden.

Auf der Außenseite der Knollen und vieler Fossilien ist eine spätere Bewachsung mit Serpeln, *Plicatula*, kleinen Austern, *Balanus* und Bryozoen, bei den gerollten und zerbrochenen Gryphaeenschalen eine Menge dünner, gerader Bohrschwammlöcher zu beobachten. Alle diese Erscheinungen sind noch gegenwärtig am Strande häufig, z. B. bei Venedig. (Vergl. Württ. Jahreshefte, 1899, S. LVII und LVIII.) Diese schmarotzenden Formen sind zeitlich von den bisher genannten zu trennen (»2. Generation«.)

Wir kommen zusammenfassend zu dem Ergebnis, daß die Versteinerungen, soweit sie überhaupt einen Schluß erlauben, auf Flachsee deuten. Die Tatsache, daß die sessilen Formen der 2. Generation auf Geröllen aufsitzen, beweist sogar sehr flaches Wasser. Dies wird durch Beobachtungen am Gestein und Vergleich mit den Nachbargebieten bestätigt.

Gesteinsausbildung. Vergleich mit der weiteren Umgebung.

Der gesamte Gryphitenkalk Lothringens zeigt den bekannten Wechsel von handbreiten Kalk- und etwas stärkeren Schiefer-

mergellagen. Sei nun dieser Wechsel auf periodische Hebungen und Senkungen (Brandes, **18**), auf Schwankungen zwischen trockenen und regenreichen Zeiten (Pompeckj, **104**, 28) oder hoher und niederer Temperatur und die dadurch bedingte verschiedene Entwicklung der gesteinsbildenden Lebewesen zurückzuführen — in allen Fällen können sich derartige Veränderungen nur in den Absätzen des Flachwassers geltend machen. Ganz allgemein ist der Gryphitenkalk in Süddeutschland als solche Bildung aufzufassen. Darauf deuten die vielfachen küstennahen Sandeinlagerungen (Hettinger Sandstein, Arietenkalksandstein von Ellwangen, schwäbischer Angulatensandstein), das rasche An- und Abschwellen besonders der unteren Schichten, das Vorkommen gerollter, angebohrter Knollen (**45**, 214; 47), endlich die Einlagerung von Eisenoolith (Göppingen).

Gegen das Ende der Gryphitenkalkzeit wird in unserem Gebiet das Meer immer flacher. Es treten gleichzeitig Schwämme und Algen reichlicher auf.

Die oberste der kompakten Kalkbänke zeigt Wellenfurchen und Fließrinnen; sie ist stellenweise deutlich abgewaschen, so daß härtere Partieen — Schwämme — als Höcker hervorragen. Meist ist sie von Bohrlöchern durchzogen, stellenweise von Austern bewachsen. Im Innern enthält sie einzelne Phosphoritknollen, phosphoritische Muschelsteinkerne und Schwämme. Nach dem bisher geltenden Gesetz müßte nun wieder eine Mergelschicht folgen. Statt dessen folgt eine Trümmerzone, massenhaft liegen zerbrochene Schalen im Ton eingebettet. Offenbar war die Wasserbewegung so kräftig, daß von dem während der eben einsetzenden »Mergelperiode« herbeigeschwemmten bezw. ausgefällten Material nur die groben Trümmer liegen blieben; der Schlamm aber wurde ausgespült, zugleich auch die darunter liegende Bank abgewaschen und Teile davon aufgearbeitet. Die darauf lebenden Seelilien werden vernichtet, ihre Trümmer zu kleinen Nestern zusammengeschwemmt (Crinoidenlinsen); dafür siedeln sich röhrenbewohnende Würmer und Bohrmuscheln massenhaft an, da sie im Innern der halbverfestigten Kalkbank gegen die Wellen ge-

schützt sind. Nun folgt in raschem Übergang, nur stellenweise noch durch dünne Kalkbänkchen abgetrennt, die phosphoritreiche Tonschicht. Die Phosphoritknollen sind z. T. als Gerölle erkennbar, z. T. aber sicher an Ort und Stelle entstanden oder wenigstens größer geworden, da die aufsitzenden Schmarotzer ihrerseits wieder randlich von Phosphorit überwuchert sind.

Jetzt tritt ein plötzlicher Wechsel ein. Mächtige Tonschichten überdecken alles und ersticken vollends das reiche Leben der Acutusschichten.

Tonige Absätze finden wir in der Gegenwart sowohl an den flachen Wattenküsten wie auf dem Schelf und an den Kontinentalabhängen. Gegen eine Annahme wie die erste spricht in unserem Falle die große Gleichmäßigkeit der Bildung auf weite Strecken. Der β-Ton ist »die erste gleichartige Bildung« im süddeutschen Lias (**35**, S. 344). Nur am Ardennenufer finden wir sandige Schichten; in Französisch-Lothringen, im Elsaß, Kraichgau, Breisgau, im Schweizer Jura bis zur Aargauer Insel, in Schwaben — überall herrscht derselbe »fossilarme Ton.« Er ist nicht nur petrographisch, sondern auch nach seiner Mächtigkeit recht gleichmäßig (Lothringen und Elsaß 25 m, Langenbrückener Senke 30 m, Balingen 25—30 m), nur gegen die Aargauer Insel im Süden und nach Franken hin nimmt er stark ab. Küstennähe müßte sich wenigstens stellenweise (Flußmündungen!) durch Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit und der Mächtigkeit erkennen lassen. Das ist in unserem engeren Gebiet nirgends der Fall. Wir müssen also zu Beginn der β-Zeit einen »positiven Meereswandel«[1] annehmen. Für Schwaben kommt Issler (**78**) zu demselben Schluß auf Grund der Foraminiferenfauna. Ernst Fischer schätzt die Tiefe des schwäbischen β-Meeres auf 150 m gegenüber den 50 m der Arietenzeit. Daß auch in Lothringen noch kein sehr tiefes Wasser erreicht ist, zeigen ebenso wie dort die dickschaligen Gryphaeen (*Gr. obliqua* Goldf.); ferner spricht dafür der Sandgehalt des Tons, der für Kontinentalschlamm be-

[1]) Walther, **124**, S. 182.

zeichnend ist, den Tiefseesedimenten aber meist fehlt; endlich die bedeutende Mächtigkeit der Schicht, da die Tiefsee sehr wenig absetzt. Es ist demnach keine länderüberflutende Transgression, sondern nur eine »Oscillation« (SUESS) eingetreten. Aber die Veränderung genügt, um die bisherige Fauna zu vernichten; die Tierwelt des β-Tons ist im Vergleich zur bisherigen sehr ärmlich.

Wir werden später bei sehr vielen Phosphoritvorkommen ähnliche Veränderungen annehmen müssen; offenbar steht die Bildung dieses Minerals mit diesen Bewegungen im Zusammenhang. Vor einem Eingehen auf diese Frage soll erst das zweite wichtige Lothringer Phosphoritlager, die »Crassusschicht«, besprochen werden.

II. Die Phosphorite des Oberen Lias.

Verbreitung.

Um die phosphoritführenden Schichten des Oberen Lias kennen zu lernen, müssen wir uns dem Braunjuragebiet zuwenden. Der Dogger bildet links der Mosel eine hochgelegene Kalktafel, steil zum Flusse abfallend, langsam zur Woëvreebene sich senkend. Dem südwestlichen Schichtfallen entsprechend tritt Oberer Lias nur an dem östlichen Steilhang zutage. Durch die Mosel hiervon getrennt liegt südlich von Metz ein zweiter, nach Süden sich verbreiternder Doggerstreifen. Weiter östlich liegen die isolierten Vorkommen des Delmer Rückens und Hochbergs. Die Phosphoritschicht ist den weichen, tonigen Schichten eingeschaltet, die den Steilanstieg zu diesen Doggerhöhen bilden. Sie tritt daher nicht flächenartig, sondern nur als schmales Band am Gehänge zutage, das zudem oft verrutscht oder von mächtigem Gehängeschutt (manchmal über 10 m!) verdeckt ist, namentlich an den Hängen des Moseltals. Sie wurde bei den Aufnahmearbeiten der Geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen aufgefunden und 1909 durch KLÜPFEL vom Chevillonberg (nördl. Delm) kurz beschrieben (**80**). An der Mosel bei Neuburg (Novéant) glaubte VAN WERVEKE ein Auskeilen der Schicht annehmen zu müssen; doch ließ sich ihre Verbreitung auf dem linken Moselufer bei

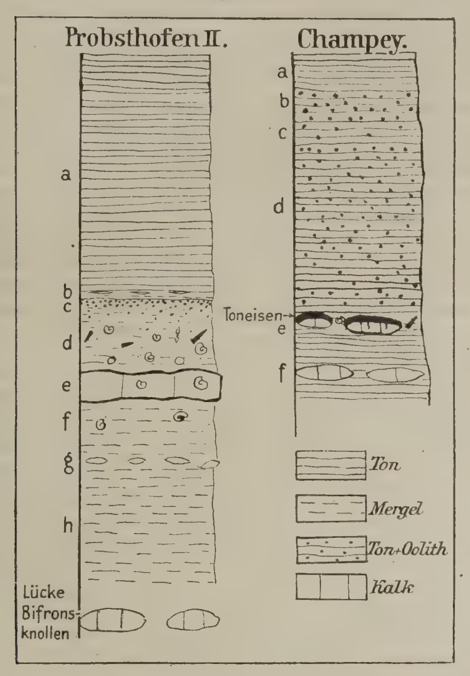
Villers-sous-Prény, Vandières und Pagny nachweisen, und sie dürfte auch bei Neuburg vorhanden sein. Sie tritt weiter nördlich bei Ars undeutlich zutage, bei Siegach (Scy) unweit Metz sammelte Friren zahlreiche phosphoritische Fossilien dieser Zone; endlich fand Klüpfel mit der von Werveke erwähnten 3—4 cm starken Belemnitenschicht von Entringen (**127**, S. 213) zusammen auch die phosphoritisierten bezeichnenden Ammoniten (*Coel. crassum*). Doch sind alle diese Vorkommen in bezug auf die Menge der Phosphorite sehr unbedeutend. Etwas mehr davon findet sich östlich der Mosel an der Landesgrenze bei Champey, Bouxières-sous-Froidmont, Arrich (Arry), Mardeningen (Mardigny), ferner bei Mariellen (Marieulles), Buch (Fey) und Winzersheim (Vezon). Nach einer mündlichen Angabe von W. Klüpfel kommen Phosphatammoniten auch im Abraum der Ziegeleigrube von Gandach (Jouy-aux-arches) vor. Persönlich konnte ich dort keine finden.

Viel reicher sind die Vorkommen an den beiden nach Osten vorgeschobenen Vorposten des Doggers bei Delm. Hier sind die Braunjuraschichten durch Einsinken an Verwerfungen erhalten geblieben und ragen nun als Delmer Rücken und Hochberg infolge der widerstandsfähigen Kalkschichten des Hohenbrückener und Korallenkalks hoch über ihre Umgebung hinaus (Delmer Rücken + 403 m über NN.). Zwischen diesen beiden Höhen liegt der früher unter dem Namen Chevillonberg bekannt gewordene, jetzt Stiftsberg genannte bisherige Hauptfundort der Phosphoritfossilien, Mit Ausnahme der stark von Gehängeschutt überdeckten Westhänge der beiden Hauptberge läßt sich die Phosphoritschicht an beiden als schmaler Streifen ringsum verfolgen. Im ganzen ist sie noch in einer Fläche von 16 qkm vorhanden. Die reichste Entwicklung zeigt sich am nordöstlichsten Punkt des Gebiets bei Probsthofen (Prévocourt). Hier sind auch durch Probeschürfe die besten Aufschlüsse geschaffen worden.

Profile.

Der Versuchsschacht II südlich von Probsthofen ergab folgende Schichtfolge von oben nach unten (vergl. Zeichnung):

Figur 5.



a) rund 13 m Astarteton. Meist sehr feinkörnig, blättrig, schwarzgrau. Einzelne Lagen enthalten kleine Anhäufungen von *Astarte Voltzi*, daneben findet sich *Harpoceras striatulum-toarcense* in undeutlichen Abdrücken. Zu unterst sind die Schichtflächen von reichlichem Glimmer bedeckt und enthalten einzelne handgroße, bis 5 mm dicke Linsen von quarzitartig verhärtetem Sandstein eingelagert.

b) 0,01 m sand- und glimmerreiches Tonbänkchen, zu unregelmäßigen Scherben zerquetscht, die manchmal randlich übereinander geschoben sind, dazwischen ist von unten her Ton eingepreßt. Keine Fossilien, nur fährtenartige Spuren.

c) 0,09 m schiefrige, tonige, graue Mergel mit zahlreichen millimetergroßen Oolithkörnern, die besonders in dem obersten Zentimeter angehäuft sind und hier sogar ein phosphoritisches Bindemittel besitzen. Sehr reich an Ammoniten, besonders im unteren Teile, u. a. *Haugia variabilis* Sow.

in zahlreichen, teils vollständigen, teils zerbrochenen Stücken, *Lytoceras* sp. (Bruchstücke), Harpoceraten (teils wagerecht eingebettet, teils auf die Kante gestellt, manche zerbrochen), *Denkmannia* sp.; vereinzelt *Harp. bicarinatum* Ziet.; ferner *Belemnites breviformis* Voltz, *B. acuarius* Schl.; *B. irregularis* Schl., *B. digitalis* Blainv.; ferner viele losgelöste Phragmokone in wechselnder Stellung, *Pleurotomaria* sp. In den Ammonitenluftkammern häufig Schwerspat, zerstreut Gipskrystalle und Schwefelkiesknöllchen. Sämtliche Fossilien mit Ausnahme der Belemnitenrostra sind phosphoritisch.

d) 0,22 m Mergel, reich an Belemniten (*B. breviformis* Voltz, lange Formen von *B. digitalis* Blainv.); wenig Harpoceraten, dagegen viele Exemplare von *Coeloceras crassum* Phill. (meist 6—7 cm Durchmesser, phosphoritisch, innere Windungen fehlen), ferner *Lytoceras* (teils phosphoritisch, teils mergelig oder kalkig, in letzterem Falle über ½ m im Durchmesser). Coeloceraten und Lytoceraten liegen besonders im tieferen Teil der Schicht und stecken teilweise in kugeligen Kalkknollen, daneben finden sich einzelne weißgraue Phosphoritknollen.

e) 0,12 m Dicke, plumpe, hellblaugraue Kalkknollen oder geschlossene Kalkbank, reich an Pyritnestern, in den Ammonitenluftkammern auch Kalkspat und rötlicher Schwerspat. *Nautilus*, *Coeloceras crassum* (sehr zahlreich), *Lytoceras*, Bruchstücke großer Harpoceraten, Belemniten, Gagatstückchen. Ein lose gefundenes, zweifellos aus dieser Bank stammendes Bruchstück eines *Lytoceras* mit 14 cm Höhe eines Umgangs läßt auf über ½ m Durchmesser des ganzen Fossils schließen.

f) 0,24 m feste graue, etwas schiefrige Mergel, reich an phosphoritischen Steinkernen von *Hildoceras bifrons* Brug., während *Coeloceras crassum* und Belemniten seltener werden. Im tieferen Teile der Schicht nur tonige, verdrückte Hildoceraten. Einzelne graue, dichte Kalkknollen und mergelige Phosphoritputzen.

g) 0,07—0,12 m Lage dichter, grauer, linsenförmiger Kalkknollen.

h) $\geqq$ 0,50 m grauer, schlecht geschieferter Mergel, weiche, weißgraue phosphoritische Knollen, einzelne Belemniten.

Ganz nahe im Liegenden müssen die großen Bifronskalkknollen folgen. Sie waren indessen nicht mehr aufgeschlossen.

Bemerkenswert ist, daß in dem Versuchsschacht, sobald die phosphoritführenden Schichten erreicht waren, größere Mengen von Gas, manchmal unter deutlichem Zischen, austraten. Nach dem Verhalten der Acetylengrubenlampen zu urteilen — die Flamme löste sich vom Brenner los und begann erst einige Zentimeter über demselben zu brennen, schließlich erlosch sie — handelte es sich um Kohlensäure. Ein rötlicher Saum um die Flamme könnte geringere Mengen von Kohlenwasserstoff anzeigen.

Eine Reihe anderer Probeschürfe, die alle den Phosphorithorizont in geringerer Tiefe und daher verwittert antrafen, lassen wenigstens das eine deutlich erkennen, daß die Menge des Phosphorits von Osten nach Westen stark abnimmt.

Wo die Crassusschicht in geringer Tiefe liegt, wird sie infolge ihrer mergeligen Beschaffenheit leichter als der überlagernde Ton vom Wasser durchtränkt und bildet dann ein ausgezeichnetes Schmiermittel für kleine Rutschungen, selbst an Stellen, wo der darauf liegende Astarteton noch völlig fest ist. Ein solcher Rutsch war z. B. südlich von Schollhofen (Xocourt) im Sommer 1917 gut aufgeschlossen, die oberste Lage der »Crassusschicht« bildete die »Gleitfläche«.

Wesentlich anders zeigt sich die Schicht an der Mosel. Bei Champy waren aufgeschlossen (siehe Profil):

a) 0,50 m typischer schwarzgrauer Astarteton mit kleinen weißen Schälchen von *Astarte Voltzi* Goldf. u. a.; vielfach von Gipsnadeln durchspickt.
b) 0,12 m braun verfärbter Ton, einzelne Streifen enthalten millimetergroße weißgraue Oolithkörner.
c) 0,09 m grauer, stellenweise bräunlicher Ton, wenig Oolith.
d) 0,70 m bräunlicher Ton, Oolith wieder häufiger. Nach unten verfestigt sich die Schicht, zugleich wird ihre Farbe kräftig rötlichbraun. Abdrücke von *Harpoceras striatulum* Sow.; ziemlich häufig ist *Belemnites breviformis* Voltz.
e) 0,25 m gipserfüllter Ton. Darin liegen in einer Schicht angeordnet dünne, graue, dichte Kalkknollen sowie handgroße blutrote Toneisensteinlinsen, die z. T. der Oberfläche der Kalkknollen aufliegen, und auf ihrer Oberseite Bohrlöcher (von Bohrmuscheln) erkennen lassen. Zersetzte Belemniten (wohl *B. irregularis* Schl.).
f) 0,10 m graue, bis 30 cm breite, flach ellipsoidische Kalkknollen mit Fucoiden. Stellenweise sind auch die darunter folgenden Schiefertone davon erfüllt.

Ein Vergleich mit dem Profil von Probsthofen ist begreiflicherweise nicht für jedes Bänkchen durchzuführen. Die großen Knollen in Schicht f haben das Aussehen der bei Probsthofen nicht mehr im Profil aufgeschlossenen Bifronsknollen. Die belemnitenführende Lage e, die in der Nähe auch Ammonitenbruchstücke (in Phosphorit verwandelt) enthält, entspricht dem Komplex c bis e des Probsthofener Profils, während der Oolith ohne scharfe Grenze noch in den Astarteton hineinreicht.

Weiter nördlich bei Arrich, Mardeningen, Winzerheim fanden sich nur undeutliche Aufschlüsse. Es läßt sich jedoch eine mit halbkugeligen oder zylindrischen Bohrmuschellöchern bedeckte, oft linsenförmig auskeilende Kalkbank an vielen Stellen, besonders unterhalb Arrich, nachweisen, sie entspricht der Knollenlage in Schicht e des Profils von Champey. Die Bohrlöcher sind von einer mehrere Millimeter breiten Zone härteren Kalkes umgeben. Diese ragt ringförmig empor, wo der übrige Kalk angeätzt wurde. Der darüber liegende Toneisenstein ist öfters von einer dicken Gipskruste umgeben, worin Belemniten (*Bel. breviformis* und *irregularis*), sowie gerundete Ammonitenbruchstücke eingebacken sind. Nicht selten enthält der Toneisenstein bezw. der ihn vertretende eisenschüssige Mergel dunkle »Fucoiden«. Bei Arrich ist eine entsprechende Bank mehr kalkig, ihre Oberfläche zeigt lappig verzweigte Vertiefungen, die im Innern in dünne ockererfüllte Kanäle übergehen (? Pflanzenreste).

Arten des Phosphorits.

Die Beschaffenheit der Phosphorite dieser Schichten ist von der der früher geschilderten verschieden. Es finden sich 1. knollenförmige Ausscheidungen, 2. phosphoritische Fossilien oder deren Bruchstücke, 3. aus phosphorsaurem Kalk gebildeter Oolith, 4. phosphoritische Kluftüberzüge.

Erstere sind reichlich in den Schiefermergeln der Schichten f und h (Profil Probsthofen), sowie in der dazwischen liegenden Kalkbank enthalten. Sie sind haselnußgroß oder noch kleiner, manchmal flach fladenförmig und dann größer (bis 5 cm Durchmesser), meist aber rundlich-knollig. Ihre Farbe ist weißgrau, etwas ins fleischfarbene spielend. Öfters sind mehrere Knöllchen zu einem größeren Komplex verbacken und dann von Mergeleinschlüssen durchsetzt; das Ganze hat eine flach eiförmige Gestalt. Manchmal ziehen ganze Lagen solcher mehr oder weniger zusammenhängender Knöllchen, an- und abschwellend, den Schichtfugen entlang. Sie springen manchmal von einer Schichtfuge in die nächst höhere über, sind demnach wohl nicht ganz urprüng-

liche Bildungen. Sie umschließen dünne, wagerecht liegende Mergellinsen und eckige Mergelbröckchen. Ihre Härte ist gering, der Bruch erdig. Die Abgrenzung gegen die umgebenden Mergelschichten ist manchmal durch den Farbwechsel sehr scharf bezeichnet, manchmal verschwommen. In keinem Falle ist eine glatte Herauslösung der Knöllchen aus dem Gestein möglich, sondern beide sind innig verwachsen. In den Kalkknollen der Schicht e sind derartige Ausscheidungen im Zusammenhang mit phosphoritischen Steinkernen von *Coeloceras crassum* häufig; selbst wenn das Innere dieser Schalen teilweise mit andern Stoffen erfüllt ist, schließt sich an ihre Außenseite ein grauweißer, von der Wohnkammer aus sich sich verbreiternder, wolkiger, teils scharf, teils verschwommen begrenzter Schleier aus phosphorsäurehaltigem Kalk. Nur selten, vielleicht überhaupt nie, findet sich in dem Kalk, eine derartige Ausscheidung ohne den bezeichneten Ammoniten in der Mitte. — In den verkalkten Wohnkammern großer Harpoceraten kommen gleichfalls flache Phosphoritputzen vor. In der Wohnkammer eines riesigen *Lytoceras* lagen rundliche Phosphoritknöllchen neben Belemniten und einem phosphoritischen Exemplar von *Coeloceras crassum* in einer mergeligen Grundmasse.

Die phosphoritischen Fossilien treten zum erstenmal in den Schiefermergeln der Schicht f des Probsthofener Profils auf und zwar mit *Hildoceras bifrons* Brug. Dieser Ammonit kommt mit zahlreichen Astarten und andern dünnschaligen Muscheln zusammen vor, die alle verdrückt und ihrer Schale beraubt sind. Auch die Wohnkammer des Ammoniten ist verdrückt und nur als undeutlicher Mergelkern noch erkennbar, die Luftkammern aber sind von derselben weißlichen, mergelartig weichen Substanz erfüllt, aus der die oben erwähnten Knollen bestehen. Die Außenseite der Ammoniten dieser Schicht ist von einem feinen, glänzend braunen, elastischen Häutchen überzogen, das sich beim Austrocknen von der Unterlage löst und ähnlich einer eintrocknenden Tonschicht in eckige Stückchen zerspringt, die sich dütenförmig einrollen. An der Flamme entwickelte eine Probe einen bituminösen Geruch. Es scheint sich um eine Bildung ähnlich dem horn-

artigen Überzug auf den Schalen lebender Mollusken zu handeln, die in unserem Falle, durch undurchlässige Tonschichten vor Luft- und Feuchtigkeitszutritt geschützt, noch nicht gänzlich oxydiert ist. Das Auftreten der Kohlensäure in diesen Schichten zeigt ja, daß noch gegenwärtig derartige Oxydations-Prozesse langsam vor sich gehen.

In den höheren Mergelschichten d sind die Fossilien meist vollkommen phosphoritisch. Der hornartige Überzug ist häufig nur als schwacher Anflug zu erkennen oder fehlt ganz. Die Phosphoritmasse ist etwas härter als bisher, nach oben stellen sich kleine Oolithkörner als Einschlüsse darin ein. Die Farbe frischer Stücke ist licht bläulichgrau, sie bleichen jedoch an der Luft rasch aus. Der Bruch ist erdig und matt. Nur in wenigen Fällen sind auch noch auf der Außenseite der Versteinerungen wulstige Massen dieser Art aufgewachsen; meist liegen die Ammoniten frei im Mergel. Ihre Größe beträgt selten mehr als 10 cm, Bruchstücke sind häufig. Von der Schale ist nur selten noch eine Spur zu erkennen.

D ü n n s c h l i f f e durch einen phosphoritischen Ammonitensteinkern zeigen eine ziemlich reine, gleichmäßig gelbbraun durchscheinende Grundmasse. Sie enthält überall feine Splitter von Schalentrümmern eingestreut, gröbere Bruchstücke sind mehr örtlich angehäuft. Sie sind meist verhältnismäßig dünn, als Kalkspat erhalten und oft randlich von kleinen Schwefelkieskörnern durchsetzt. Letzterer ist überhaupt von staubförmig kleinen bis zu 1 mm großen rundlichen Körnern reichlich verbreitet und noch ziemlich frisch.

Eigentümlich sind eiförmige, wohlgerundete Kalkspatkörper von 0,5—1 mm Durchmesser. Sie bestehen aus einem oder mehreren verschieden auslöschenden Individuen. Wahrscheinlich sind diese aus einer ursprünglich feinkörnigeren, oolithartig zusammengeballten Masse durch Umkrystallisation hervorgegangen. Daneben finden sich richtige schalige Ooide von derselben Größe, die aus demselben Stoff wie die Grundmasse bestehen. Der schalige Bau ist zuweilen durch (im Querschnitt) ringförmige

Anhäufungen von Schwefelkieskörnern besonders deutlich. Manchmal ist ein Kern von Kalkspat nach Art der vorerwähnten Kalkspatkörper vorhanden, seltener sind die beiden Substanzen innerhalb eines Ooids schlierig miteinander verwachsen.

Ein Bruchstück desselben Ammonitensteinkerns, aus dem die Schliffe hergestellt waren, ergab beim Auflösen in verdünnter Salzsäure nach starker Kohlensäureentwicklung einen schlammigen Rückstand, aus dem die Oolithkörner ausgewaschen werden konnten. Sie waren z. T. nicht viel angegriffen; z. T. waren nur noch schalige Bruchstücke übrig geblieben. Die Phosphoritsubstanz war, besonders wo reichlich Schwefelkies eingesprengt war, erhalten, die Kalkspatkerne oder »-schlieren« herausgelöst.

Das zuletzt beschriebene Vorkommen leitet über zu dem in Mergel eingebetteten losen Oolith. Einzelne Oolithkörner finden sich schon in Schicht d neben den phosphoritischen Steinkernen; sie reichern sich nach oben hin an und bilden schließlich an der Obergrenze von c ein $^1/_2$—1 cm dickes Bänkchen aus lauter Oolith mit phosphoritischem Bindemittel. Die einzelnen Oolithkörner lassen sich durch längeres Stehenlassen mit Wasser leicht von dem Mergel loslösen und ausschlämmen. Sie haben durchschnittlich 1 mm Durchmesser, sind annähernd kugelig mit Andeutung gerundeter Kanten, öfters auch langgestreckt walzenförmig mit manchmal abgeplatteten Enden oder Seitenflächen. Die längere Achse liegt der Schichtung parallel; die größte beobachtete Länge war 2,3 mm, die kleinsten Körner messen immerhin noch 0,5 mm, eine Generation kleinkörniger »Ooidbrut«, wie sie Kalkowsky (**79**, S. 80) aus dem Buntsandstein-Rogenstein beschrieben hat, fehlt gänzlich. Die Oberfläche der Kügelchen ist glatt, fettglänzend, gelblichweiß bis fleischfarben, seltener graubraun. Manche Stellen sind von schwachen gleichlaufenden Schrammen, ähnlich Rutschstreifen, bedeckt. Viele der Ooide sind beschädigt und haben strahlenförmig von einem Punkte ausgehende Risse bekommen, an denen bisweilen kleine Verschiebungen zu bemerken sind. Nicht selten sind kleine Oolithkörner in größere hineingedrückt; letztere haben hierbei halbkugelige Vertiefungen erhalten,

die mit einer etwas dunkleren, pyritreichen Masse ausgekleidet sind. Die Erscheinung ähnelt der von KALKOWSKY beschriebenen »Impressionsstruktur«. Oft gehen radiale Risse von der eingedrückten Stelle aus. Häufig finden sich schalige, abgerollte Bruchstücke von Ooiden. Im Schliff sind sie grünlichgelb durchscheinend; dünne Stellen sind zart flaschengrün, dickere gelbbraun. Nur selten sind kleine unregelmäßige Kalkspatmassen eingeschlossen. Stets zeigt sich deutlich eine schalige Struktur; nicht selten ist sie durch Lagen von Muscovit bezeichnet. Der Kern ist häufig heller durchscheinend als die randlicheren Zonen, bisweilen läßt er Spuren von Doppelbrechung erkennen. Schwefelkies ist sehr verbreitet; er kann im Innern der Ooide unregelmäßig zerstreut sein oder sich um den Mittelpunkt anhäufen; doch ist er meist in Schalen oder Abschnitten von solchen angeordnet. In einem Falle ließ sich bei einer zentralen Anhäufung von Schwefelkies deutlich eine Anordnung in dünnen, der Schichtung gleichlaufenden Schnüren beobachten. — Wo zwei Ooide beim Wachstum zusammengestoßen sind, sind sie gemeinsam von den folgenden Schalen umhüllt worden, die Unregelmäßigkeit der äußeren Form wird dabei allmählich ausgeglichen, so daß zuletzt das Doppelkorn äußerlich nicht mehr als solches erkennbar ist. Auch an den erwähnten abgerollten Bruchstücken von Ooidschalen ist stellenweise ein erneutes Weiterwachsen beobachtet worden. Letzteres ist ein deutlicher Beweis dafür, daß die Ooide nicht nachträglich, nach Art von Konkretionen, gebildet wurden, sondern ungefähr gleichzeitig, vielleicht schon etwas früher als der Absatz des umgebenden Mergels.

Schließlich ist noch das Vorkommen von Phosphorit in Form von Kluftüberzügen zu erwähnen. Wo die Schichten angewittert sind, finden sich auf Klüften der Bifronsknollen bis $^1/_2$ cm dicke Überzüge von gelblichgrauem, oberflächlich wulstig-nierigem, im Querschnitt gebändertem Phosphorit. Im Schliff zeigt er sich sehr unrein und von Kalkspat durchsetzt; Doppelbrechung ist nicht erkennbar. Manchmal sind dünne Kalklinsen allseitig von diesem Sinter überzogen; auch Belemniten sind oberflächlich zer-

fressen und von Phosphorit überkrustet. Da in den unverwitterten Schichten nichts Derartiges beobachtet wurde, ist offenbar phosphorsaurer Kalk bei dem Verwitterungsvorgang aufgelöst worden, nach unten gesickert und hat an den Knollen oberflächlich den kohlensauren Kalk verdrängt.

Chemische Verhältnisse.

In bezug auf das chemische Verhalten läßt sich von unten nach oben, gleichzeitig mit der Zunahme der Menge phosphoritischer Gebilde, auch eine Vermehrung des Phosphorsäuregehaltes derselben feststellen. Die Kalkknollen der Schicht e des Profiles von Probsthofen als Ganzes analysiert, ergaben nur »Spuren« von Phosphorsäure. Weißliche Putzen in demselben Gestein, wie sie sich meist an Versteinerungen anschließen, enthielten 19,8 v. H. $P_2O_5 = 43,2$ v. H. $Ca_3P_2O_8$. Phosphoritische Ammonitensteinkerne der höheren Schicht d ergaben einzeln analysiert 24,85 v. H., 29,32 v. H und 38,54 v H phosphorsauren Kalk. Eine aus dem Anstehenden herausgestochene Probe der Schichten c/d (also Mergel und Phosphorite zusammen analysiert) ergab als Mittelwert eines 15—20 cm dicken Blockes 24,8 v. H. Tricalciumphosphat. Ein Steinkern von *Haugia* cf. *variabilis* d'Orb. aus Schicht c enthielt sogar 45,6 v. H. phosphorsauren Kalk. Die Oolithschicht ergab 22.34 v. H. $Ca_3P_2O_8$, die ausgeschlämmten Oolithkörner 60,41 v. H. Die vollständige Analyse dieser Kügelchen, im Laboratorium der Preußischen Geologischen Landesanstalt ausgeführt, lautet:

CaO	44,2 v. H.
P_2O_5	27,67 »
CO_2	6,2
MgO	1,5
Fe_2O_3	1,5
Al_2O_3	1,4
K_2O / Na_2O	0,5
Fl	2,11

Cl	Spur
SO_3	0,3 v. H.
SiO_2 (lösl.)	3,0 »
Unlösl.	5,92 »
	95,80 v. H.

Der Rest ist Glühverlust und Bitumen.

Nach dem mikroskopischen Befund ist die grünlichgelb durchscheinende Masse der Oolithkörner dieselbe wie bei den Schliffen durch phosphoritische Fossilien, nur reiner.

Die bereits angewitterten Phosphoritknollen und -fossilien aus 2 Schürfgruben, die den Phosphorithorizont bereits in etwa 1 m Tiefe antrafen [die eine westlich vom Stiftshof (Chevillon), die andere nordöstlich von Prévocourt (Probsthofen)], ergaben 63,15 und 58,92 v. H. $Ca_3P_2O_8$. Offenbar ist auch hier, ähnlich wie bei dem β-Phosphorit, bei der Verwitterung das Calciumcarbonat ausgelaugt und das Phosphat angereichert worden. Hand in Hand damit geht auch hier die Verringerung des ursprünglich zwischen 2,6 und 2,9 schwankenden spezifischen Gewichtes der Phosphoritknollen durch die Bildung feiner Hohlräume, sowie die Entstehung einer kreidigen Verwitterungsrinde.

Tierische Reste.

Über die Fauna der »Phosphorite des Oberen Lias in der Gegend von Delme« hat Klüpfel (**80**) 1909 kurze Angaben gemacht. Eine in diesem Bande dieses Jahrbuchs erscheinende Arbeit desselben Verfassers über den Lothringer Lias, die dieser mir freundlichst zur Verfügung stellte, enthält folgende Liste[1]):

Fischreste s. s.

Belemnites irregularis Schl. Qu. Ceph **26**, 24 Bayle **28**. 57 z. h. Juville (Juweiler).

» *digitalis* Blainville cf. var A, **3**, 6 hh. Juville.

---

[1]) Es bedeutet h. h. = sehr häufig, h. = häufig, z h = ziemlich häufig, n. s. = nicht selten, s. = selten, s. s = sehr selten. Die Nummern der Tafeln der betreffenden Werke sind fett gedruckt, die dahinter stehende Zahl bedeutet die Figur.

Belemnites sp. *aff. digitalis et acuarius ventricosus* Dumortier IV, 4, 12 (typ.) z. h. Juville.
» *acuarius ventricosus* Qu. **25**, 8 stark komprimiert. z. h. Juville.
» *acuarius ventricosus* Qu. **25**, 24, Bayle **28**, 4, Chapuis et Dewalque **2**, 2, cf. d'Orb. I, 7, 12, z. h. Juville.
» *acuarius* Qu. **25**, 24 a, b, Bayle **28**, 4, Lissajoux **4**, 8 a, z. h. Juville.
» *tubularis* Y. a. B. **14**, 6, Qu. Ceph. **25**, 9, 10. h. Juville.
» n. sp. z. s. Juville.
» *Blainvillei* Voltz z. h. Juville.
» cf. *Quenstedti* Opp. (cf. Qu. Ceph. **27**, 3) s. Juville.
» n. sp. (*aff. Quenstedti*) n. s. Juville.
» *tripartitus* Schl. (typ.) n. s. Juville.
» cf. *conoideus* Qu. z. s. Juville.
» n. sp. n. s. Juville.
» n. sp. z. s. Juville.
» sp. Juville.
» cf. *longisulcatus* Voltz s. Juville.

Coeloceras n. sp. ss. Juville.
» *crassum* Phillips sp. hh. Juville, Nancy, Delm, sehr große Mannigfaltigkeit.
» sp. *aff. crassum* Phillips Bouxières-aux-Dames, Nancy, Delm.
» sp. *aff. crassum-Raquinianum-mucronatum* h. Juville, Delmer Rücken.
» cf. *Marioni* Lissajoux **3**, 4 Juville ss.
» *Raquinianum* d'Orb. Wright **86**, 5, 6, 7. Bouxières-aux-Dames, Delmer Rücken, Juville, Voisage (Mosel) hh.
» *Raquinianum-crassum* Juville, Delmer Rücken, Bouxières-aux-Dames hh.

Coeloceras mucronatum d'Orb. sp. **104**. 4—8 Audincourt, Delmer Rücken, Juville.

» *mucronatum-crassum* (cf. *Braunianum*) Wright **84**. 34, **87**. cf. Koechlin-Schlumberger, Bull. soc. géol. France 1854. S. 636, h. Juville.

» n. sp. *aff. mucronatum-crassum*. Bouxières-aux-Dames.

cf. *aculeatum* Lissajoux **4**, 1.

Lytoceras sublineatum Oppel sp. (typ.) Delmer Rücken, Juville, Tincry (Dinkrich), Bouxières h.

cornucopiae Y. a. B. Vandoeuvre (Meurthe-et-Mos.) ss.

» sp. *aff. cornucopiae* Y. a. B. Juville s.

» sp. *aff. coarctatum et irregulare* Pomp. ss. Juville.

perlaeve Denckmann sp. **2**, 5 (typ.) Delmer Rücken s.

Hildoceras semipolitum Buckm. M. **22**, 30, 31. Bouxières-aux-Dames, Nancy s.

» *bifrons* Brug. *var. compressa* h. Bouxières-aux-Dames, Nancy, Juville, Delmer Rücken.

bifrons Brug. (Lister) z. s. Juville.

» cf. *bifrons-semipolitum* Bouxières-aux-Dames s.

» sp. Juville ss.

Denckmannia sp. Juville ss.

» *erbaensis* Hauer sp. Bacourt (Badenhofen), Juville, Pondroise b. Nancy z. h.

aff. erbaensis Hauer sp. ss. Houdemont südl. Nancy.

» sp. Juville ss.

Haugia aff. Ogerieni Dum. sp. **19**, 5, 6 Bacourt, Juville s.

» *aff. Ogerieni* Dum. sp. Denckmann, 5, 1 Bacourt s.

» sp. *aff. Ogerieni* Dum. sp. **19**. 5, 6 Juville s.

Haugia sp. cf. *Ogerieni* DUM. Delmer Rücken s.
» *compressa* & BUCKMANN Suppl. **2**, 8—10 Bouxières-aux-Dames ss.
» sp. Juville.
cf. *variabilis* D'ORB., viele Formen, Juville, Delmer Rücken.
Pseudolioceras sp. *aff. compactile* SIMPS. BUCKMANN, non JANENSCH, Juville, Voisage, z. h.
Polyplectus discoideus ZIET. sp. St. Michel ss.
» *bicarinatus* ZIET. sp. Juville, Delmer Rücken ss.
Cotteswoldia sp. *aff. costatulata* ZIET. sp. Bacourt z. s.
Ostrea cf. *irregularis* MST. Juville.
Plicatula sp.
Serpula sp.
Bohrmuscheln.
Bohrwürmer?
Berenicea sp.
Foraminiferen?

Dazu kommen aus Schicht c *Pentacrinus jurensis* QU., kleine Seeigelstacheln (selten) und *Pecten* cf. *contrarius* QU., ferner ein (?Ichthyosaurus-)-Wirbel.

Erhaltungsweise der Versteinerungen.

Eigentümlich ist der Erhaltungszustand dieser Versteinerungen. REUTER (**109**) hat im Oberen Braunjura der fränkischen Alb gezeigt, daß dort die Größe der Ammoniten von der Art des Gesteins abhängt, und zwar liegen die größten Formen im Kalk, die verkiesten Ammoniten der Tonschichten sind am kleinsten, während die phosphoritischen die Mitte halten. Dies scheint auch sonst zu gelten. Es gibt allerdings Ausnahmen, z. B. erwähnt LEUZE (**89**, S. 48) verkieste Amaltheen von 40 cm Durchmesser, aber die Regel wird auch im Lothringer Lias bestätigt. (Vgl. auch DIENER, N. J. 1912, II. S. 86 f.)

Gegenüber den Riesenarieten des Obersten Gryphitenkalks treten in unserem Falle die Formen aus den Phosphoritknollen an

Größe stark zurück. die verkiesten Arieten aus den Mergelzwischenlagen der Semicostatenschichten sind noch kleiner.

Im untersten β-Ton liegen winzige verkieste Oxynoten und Aegoceraten, im Ockerkalk sind sie groß und verkalkt.

Sehr bezeichnend sind die nur 3—4 cm messenden Kieskerne von *Amaltheus margaritatus* im Unteren δ gegenüber den verkalkten Stücken derselben Art in den Septarien der Ovoidenmergel mit dem sechsfachen Durchmesser.

Aus Schicht e wurde bereits ein Bruchstück eines verkalkten riesigen *Lytoceras* erwähnt. Mehrere phosphoritische, mit Wohnkammer erhaltene Stücke aus einer etwas höheren Lage erreichen nur 20 cm. Dasselbe läßt *Harpoceras* in mehreren Arten erkennen. Es ist daher für unsere Schichten anzunehmen, daß die Ammoniten innerhalb des Gebietes, wo sich ihre Reste finden, auch gelebt haben und in ihrer Entwicklung durch die Facies beeinflußt worden sind. Die Verschwemmungstheorie nach Walther (125) erklärt diese Erscheinungen nicht.

Die Erhaltungsweise des *Hild. bifrons* Brug. in den tieferen Mergeln (f) des Profils — Wohnkammer oft Mergel, Luftkammern Phosphorit — wurde bereits erwähnt. Die Coeloceraten der Kalkbank e sind umgekehrt in ihrer Wohnkammer von phosphoritischem Kalk erfüllt. Die inneren Windungen sind nur selten erhalten, meist ist eine schiefrige Mergelmasse an ihre Stelle getreten. Wo sie doch noch erhalten blieben (es scheint dies besonders bei kleinen Formen der Fall zu sein) ist die Innenseite der Schale samt den Kammerscheidewänden, selten auch die Außenseite, von einer scharf begrenzten Lage von Schwefelkies überzogen und der verbleibende Hohlraum von rotem oder bläulichweißem Kalkspat oder von Schwerspat ausgefüllt.

Offenbar hat die organische Substanz. die in den Luftkammern als häutiger oder schleimiger Überzug vorhanden war, bei ihrer Verwesung Schwefelwasserstoff gebildet und dann Schwefeleisen[1]) ausgefällt. Der im umgebenden Meerwasser gelöste Sauer-

[1]) bezw. zuerst Eisensulfidhydrat (Doss).

stoff konnte ins Innere der Kammern nicht in größeren Mengen diffundieren, da er bei der großen Masse verwesender Stoffe schon vorher verbraucht wurde. So waren die Bedingungen für die Bildung von Schwefelkies gegeben. Es ist dies ein Abbild eines Vorganges, der in großem Maßstabe sich in den Ablagerungen des Schwarzen Meeres abspielt. Der Luftmangel in den Wasserschichten unterhalb 230 m, hervorgerufen durch mangelnde Verbindung dieser Schichten mit dem Ozean infolge von Schwellen, hat dort zusammen mit anderen Umständen dazu geführt, daß das Sediment der tieferen Gebiete fast zur Hälfte aus Schwefeleisen, manchmal in Form von Schwefelkiesnadeln besteht (**15.** S. 178). Aus demselben Grunde — Mangel an Sauerstoff — ist Pyrit überhaupt in schlammigen Sedimenten häufig, wie in dem Lothringer β- und δ-Ton, trotz der verhältnismäßig geringen Mengen von Tierresten: »Fetter Ton mit verkiesten Fossilien« ist in der ganzen Jurageologie ein stehender Ausdruck. [Philippi hat sogar einmal die Vermutung ausgesprochen, daß vielleicht früher infolge des Fehlens der kalten, sauerstoffreichen Polarströme am Grunde der Ozeane mehr Schwefelkies (und Phosphorit) gebildet wurde, als in der Gegenwart.] In dem so fossilreichen Lias α, wo in dem bewegteren Wasser (Austern!) mehr Luft zutrat, ist der Schwefelkies viel seltener, nur in der Dachbank ist er etwas reichlicher. Die Bedingungen der Schwefelkiesbildung haben schon bei Lebzeiten der später verkiesten Weichtiere bestanden, wenn auch vielleicht in geringem Grade; darauf deutet die schon erwähnte Kleinwüchsigkeit dieser Formen, die wohl durch den Sauerstoffmangel in ihrer Entwicklung behindert wurden.

Die Bildung des Kalkspats oder Schwerspats in den Luftkammern erfolgte nach dem Absatz des Schwefelkieses. Während außerhalb der Schale sich Kalkschlamm niederschlug und zu Kalkstein verhärtete, konnte durch die Schalenwände nur gelöster Kalk diffundieren, der sich als Kalkspat ausschied. Durch den Sipho konnten nur die äußersten Luftkammern mit Mineralstoffen gefüllt werden, da sich diese enge Röhre bald verstopfen mußte. In unserem Falle kommt das schon deshalb nicht in

Frage, weil ja in der Wohnkammer zunächst noch Reste des Tierkörpers enthalten waren. Es geht dies daraus hervor, daß häufig kein Schlamm in die Wohnkammer eindrang, sondern diese mit Phosphorit erfüllt ist, der nicht die klastischen Mineralien des umgebenden Kalks enthält. Wir werden später sehen, daß die Phosphoritbildung wahrscheinlich mit der Zersetzung der Ammonitenweichkörper zusammenhängt. So war also in den meisten Fällen weder gleich nach der Ablagerung der Schale, als noch der Tierkörper die Wohnkammer erfüllte, noch später, als an dessen Stelle eine Phosphoritmasse getreten war, die Möglichkeit vorhanden, daß der Sipho als Einfuhrweg für Mineralstoffe benutzt wurde.

Die Ammoniten in dem oolithführenden Mergel sind als vollständig phosphoritische Steinkerne erhalten, nur die innersten Umgänge sind öfters mit großtafeligem Schwerspat durchwachsen, der dann meist die Oberfläche des Fossils durchbricht. Vereinzelte Stücke sind noch unverletzt, sogar mit Mundsaum erhalten, die meisten aber zerbrochen. Sie bilden in ihrer wirren Lagerung eine Art Breccie mit mergeligem Zwischenmittel. Die Bruchflächen sind nur an den Kanten etwas gerundet. — Nirgends findet sich ein Übergang zwischen der Phosphoritmasse des Fossils oder dem manchmal noch anhaftenden knolligen Phosphorit und dem umgebenden Mergel, stets lassen sich die Versteinerungen sauber herauslösen. Ab und zu sind noch Bruchstücke der Schale erhalten, manchmal mit grünlichem Perlmutterglanz, wie er sich öfters bei Phosphoritversteinerungen findet, z. B. an den Ammoniten aus dem Gaultgrünsand von Novion-Porcien bei Rethel und bei den Juraversteinerungen von Kaschpur an der Wolga. Meist aber liegen nur Steinkerne vor. Daß die Zerstörung der Schalen schon vor oder während der Breccienbildung vor sich ging, beweisen die unmittelbar auf den Steinkernen festgewachsenen Formen, wie *Ostrea*, *Plicatula*, *Pecten*[1]).

[1]) Merkwürdig ist der Fall, daß auf dem Steinkern einer *Haugia variabilis* ein *Pecten contrarius* Brch. aufgewachsen ist. Es ist zwar bekannt, daß *Pecten* in der Jugend festsitzt und sich erst später frei bewegt, aber hier ist die Muschel ebenso wie der Ammonit nur als Steinkern erhalten.

Es ist zu betonen, daß nicht, wie PHILIPPI (Ztschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1899, S. 67) in einem ähnlichen Fall (*Ostrea* auf einem Muschelkalk-Ceratiten) vermutet, die Schale während des Aufwachsens der sessilen Formen noch vorhanden war und später unter den Muschelschalen umkrystallisierte, sondern die Serpeln usw. liegen auf dem Steinkern und bedecken die Lobenlinien. Wir müssen demnach, wie schon bei dem β-Phosphorit, 2 zeitlich getrennte Generationen von Tieren unterscheiden[1]).

DACQUÉ vergleicht (**31**, 315) die dem gleichen Niveau angehörige »Boller Breccie«, ein Haufwerk der Ammoniten mehrerer Zonen in einer Bank vereinigt, mit einem von ABEL (Paläobiologie der Wirbeltiere, S. 48 u. 63) angeführten Beispiel aus der Gegenwart, wo bei Knocke alttertiäre Muscheln aus dem Meeresboden ausgespült und mit lebenden zusammen ans Ufer geworfen werden. In unserem Falle waren es jedoch keine leeren Schalen, die ausgewaschen wurden, sondern sie waren bereits versteinert, als die Umlagerung erfolgte. Es wären sonst eckige, scharf begrenzte Bruchstücke von Steinkernen nicht erklärlich. Es wäre zu erwarten gewesen, daß bei nachträglicher Steinkernbildung an den Stellen, wo die Schale verletzt, z. B. eine Scheidewand nur zum Teil vorhanden war, ein allmählicher Übergang des Phosphorits in den Mergel oder wenigstens eine knollige, konkretionsartige Begrenzung der Phosphoritmasse eingetreten wäre. Statt dessen sind die Bruchflächen von derselben Beschaffenheit, wie wir sie jetzt noch an jedem Stück hervorbringen können. Also erst nachdem der Steinkern fertig gebildet war, ist er zerbrochen.

Diese Umlagerungen, zusammen mit der Oolithbildung, sprechen für bewegtes Flachwasser. Das bezeugen auch die Bohrmuschellöcher in den abgewaschenen Bifronsknollen im Liegenden der Phosphoritschicht bei Champey und Arrich, wo sie

---

[1]) Manchmal ist das ganze aufgeklebte Schälchen (z. B. von *Ostrea*) kaum so dick, wie nach andern Exemplaren die Ammonitenschale darunter gewesen sein muß, letztere kann also jedenfalls nicht mehr unter dem Schälchen vorhanden sein.

über etwas tiefere Schichten transgrediert. Einen weiteren Beweis für bewegtes Wasser liefert vielleicht die — trotz der Strandnähe — verhältnismäßig geringe Mächtigkeit der Schicht.

Eine Untersuchung der Faunenbestandteile führt zu keinem sicheren Ergebnis, da die Belemniten und Ammoniten als frei bewegliche Tiere nichts Bestimmtes aussagen. Eine gewisse Faciesabhängigkeit der Ammoniten scheint wiederum vorhanden zu sein, denn auffallend große Formen (*Lytoceras*, *Phylloceras*) liegen nur in der Kalkbank e. Die übrige Fauna ist recht gering an Zahl und deutet nur durch die schmarotzenden Formen der 2. Generation auf Flachwasser.

Vergleich mit Nachbargebieten.

Es fand also zu Beginn des Lias ζ, nach erfolgter Ablagerung des Posidonienschiefers, in Lothringen ein Zurückweichen des Meeres statt. Eine Trockenlegung ist zwar nicht mit Sicherheit erkennbar, aber die bereits gebildeten Schichten des unteren ζ gelangten doch wenigstens in den Bereich stark bewegten Wassers und wurden von den Wellen aufgearbeitet.

Ähnliche Erscheinungen, oft ebenfalls mit Phosphoritbildung verbunden, sind in demselben Horizont auch anderweitig bekannt. Die Belemnitenschicht von Entringen wurde bereits erwähnt. Weiter nördlich, bei Montmédy, werden phosphoritische Crassus-Schichten unter Freibleiben einer großen Lücke unmittelbar von Sowerby-Schichten überlagert. Östlich von Charleville ist nach JOLY sogar das ganze Toarcien ausgekeilt, und das Obere Bajocien liegt unmittelbar auf den Costaten-Schichten des Lias δ. Bei May (Calvados) ist schon in den Bifronsschichten ein Rückzug des Meeres angedeutet, der in den folgenden Zonen noch auffälliger wird durch die geringe Mächtigkeit des sandig-mergeligen Gesteins und Zusammendrängung der Faunen der Striatulus-, Fallaciosus- und Levesqueischichten, sowie durch nachfolgende Eisenoolithbildung. In der Normandie ist das ganze Toarcien (den Schichten vom Posidonienschiefer bis zur Erzformation entsprechend) geringmächtig. Transgressionen und Regressionen des

Meeres, sowie Unebenheiten des abradierten Untergrundes brachten es mit sich, daß einzelne Horizonte ganz aussetzen. (Vergl. die Zusammenstellung bei BENECKE, **10**.)

Von Mâcon wird eine Crassusschicht mit teils verkiesten, teils phosphoritischen Fossilien beschrieben (Lissajous). Auch noch weiter südlich, zwischen Sion (Dép. Meurthe-et-Moselle) und Bourmont (Haute-Marne), ist der Phosphorithorizont vorhanden, aber nur in geringer Mächtigkeit und öfters unterbrochen. (**7**, S. 3). Bei Nancy trennt AUTHELIN in seiner Bifronszone den obersten Horizont als »sous-zone à *Coel. crassum* (marnes à nodules phosphatées)« ab. BLEICHER erwähnt hieraus »des fossiles roulées«.

Am Zentralplateau bei Thouars unterscheidet WELSCH:

4. Zone des *A. toarcensis.* Mergel und Kalk; oft phosphoritische Versteinerungen.
3. Zone des *A. variabilis.* Kalk mit Eisenoolith.
2. Zone des *A. bifrons.* Oft sehr viel Eisenoolith.

Das sind (wenigstens 2 und 3) wiederum Strandnähe erfordernde Bildungen.

Bei La Verpillière (Rhône) sind nach DUMORTIER die Bifrons- und Opalinusschichten eng zusammengedrängt und erzführend.

Im Osten unseres Gebietes erwähnt VAN WERVEKE (**130**) von Merzweiler (nordwestlich von Hagenau) über der Schicht 3a seines Profils, die dem Posidonienschiefer angehört, eine wasserführende Schicht voll von Brauneisenerz, darüber Jurensisschichten. Solche »Rostschichten« deuten öfters Emersionsflächen an, sie sind z. B. südlich von Metz (bei Gaudach und Vandières) an der Untergrenze des Posidonienschiefers deutlich als solche zu erkennen.

SCHIRADIN (**115**, S. 339) beschreibt die Schichten des Oberen Lias von Barr-Heiligenstein als Mergel mit phosphoritischen Steinkernen. Seine »Obere Lilliazone«, unserer Schicht f entsprechend, »erweckt ganz den Eindruck, als ob es sich um eine nach der ersten Sedimentation nochmals zerstörte und umgearbeitete Ablagerung handelte«. SCHIRADIN denkt sogar an die

Möglichkeit einer Trockenlegung. In der Variabiliszeit ist tieferes Wasser vorhanden, um an deren Ende wieder von einer, diesmal sehr weit gehenden Regression unterbrochen zu werden. Bei Obermodern enthalten die Jurensisschichten Oolith (Janensch, **76**).

Jenseits des Rheins erwähnen Deffner und Fraas (40) von Langenbrücken über dem »Seegrasschiefer« des Ober-ε mergelige, kalkreiche Schiefer mit *Belemnites digitalis* und *oxyconus*, *Lyt. jurense* und *Gramm. radians*. Die Stücke sind verbogen und mit Serpeln und Bryozoen bedeckt; ein »Heer von Belemnitentrümmern« liegt dazwischen. Darüber folgt der Aalensis-Ton mit verkiesten Fossilien, das Ganze ist nur 2 m mächtig. Das sind deutliche Zeichen von Flachwasser in Unter-ζ. Bohrmuschellöcher im Untergrunde und Abrollung der Versteinerungen wird nicht besonders erwähnt, kann aber wohl vorhanden sein, da derartigen Erscheinungen früher wenig Wert beigelegt wurde.

Am Randen (Süd-Baden) sind in den 2—3 m mächtigen Jurensisschichten Fossilien »in Bruchstücken sehr häufig« (Deecke, **35**, S. 340). Auf Blatt Bonndorf enthalten die Schichten sogar etwas Sand (Schalch, **114**).

In der »Boller Breccie« Schwabens (Engel, **45**, S. 273) sind die Ammoniten aller 3 Abteilungen der Jurensisschichten in einer einzigen, kaum 1 m starken Bank breccienartig angehäuft. Weiter nördlich, bei Aalen, fehlen Unter- und Mittel-ζ ganz.

Massenhaft finden sich in den schwäbischen Jurensisschichten Serpeln, Austern, Bryozoen und ähnliches »Geziefer« auf den Ammonitensteinkernen (vergl. Engel, **43**, S. XCIV, Quenstedt, **105**, S. 279, T. 40, 1). Nach der Ansicht Engel's hatten sich diese »Pseudoschmarotzer« ursprünglich auf der Schale der Ammoniten angesiedelt. Diese wurde später aufgelöst und blieb nur an den Stellen erhalten, wo sie durch die aufsitzenden, aus Kalkspat bestehenden und daher schwerer löslichen Austernschälchen usw. geschützt war. Wir könnten demnach aus dem Vorkommen derartig bewachsener Steinkerne nicht auf deren einstige freie Lage auf dem Meeresboden schließen, sondern höchstens auf eine Zusammenschwemmung leerer Gehäuse auf flachen Bänken, wo

sie dann mit den genannten sessilen Formen besiedelt wurden, soweit dies nicht schon zu Lebzeiten der Ammonitentiere der Fall war.

Für unsere lothringer Verhältnisse ist diese Erklärung schon deshalb nicht anwendbar, weil manchmal die ganze Dicke einer aufgewachsenen Schale, von der Oberfläche des Ammonitensteinkerns an gemessen, nicht größer ist, als die Dicke der Ammonitenschale an der betreffenden Stelle früher war. Letztere ist also sicherlich nicht mehr unter der Überdeckung vorhanden. Einzelne kleine Serpeln sitzen sogar in Vertiefungen der Ammonitensteinkerne, die durch Auflösung oder Herausbrechen größerer Teile gebildet wurden. Hier trifft also eher der von Engel für zweifelhaft gehaltene Fall zu, daß die Bildung der Steinkerne sehr rasch vor sich ging und bald darauf schon wieder ihre Bloßlegung stattfand. (Über die Schnelligkeit der Fossilisation durch phosphorsauren Kalk vergl. S. 181.)

Jedenfalls können wir aber auch im schwäbischen Jurensismergel mit ganz flachem Wasser rechnen. Es sind Lücken vorhanden; nicht alle sonst unterschiedenen Zonen lassen sich nachweisen, und die Schichtmächtigkeit ist meist recht gering (E. Fischer, **47**). Phosphoritische Fossilien (*Coeloceras crassum*) sah ich in der Stuttgarter Sammlung, wenn ich nicht irre, von Heiningen. In Franken sind diese Schichten durch nur $^1/_2$ m mächtige Mergel mit phosphorsäurehaltigen Knollen vertreten (Gümbel, **67**, Bd. IV).

Für ein weiter nördlich gelegenes Gebiet, die Gegend von Dörnten am Harz, kommt Denckmann (**41**, **42**) zu dem Ergebnis, daß zur Jurensiszeit eine Abtragung bereits gebildeter Schichten von geringem Ausmaße eingetreten ist. Die »Dörntener Schiefer«, das oberste Glied der Zone des *Hildoceras bifrons*, fehlen meistens infolge von Aufarbeitung. Nach Wunstorf (**132**) ist auch am Gallberg bei Salzgitter, nördlich vom Harz, der obere Teil der Dörntener Schiefer weggewaschen. Die Dispansumzone Wunstorf's = Germaineioolith Denckmann's, ist vom Harzrande bis Braunschweig als Breccie (sog. Schleweker Breccie)

voller Ammoniten- und Belemnitenbruchstücke entwickelt, stellenweise greift diese Facies noch in die Opalinuszone (STOLLEY, 117) über.

v. SEEBACH[1]) schildert die Jurensisschichten von Hannover als 2—3 Fuß mächtig und reich an oolithischen Mergelknauern.

Es läßt sich aus diesen Vergleichen erkennen, daß überall in den genannten Gebieten zu Beginn der Jurensiszeit Regressionsbewegungen im Gange sind, die sich durch Umlagerung und Ausschlämmung bereits abgelagerter Sedimente, durch Oolith- und Breccienbildung kundgeben. Die allgemeine, wenn auch nicht ganz ungestörte langsame Senkung des Meeresbodens, die besonders in Norddeutschland bereits zur Anhäufung sehr mächtiger Liasschichten geführt hat, wird durch eine, wenn auch nur kurze Zeit anhaltende Hebung unterbrochen. Die Breccienbildung deutet dabei für Lothringen nicht auf eine lange Arbeit der Brandung, die alles abgerollt und gerundet hätte, sondern auf einen ziemlich plötzlichen, katastrophenartigen Vorgang.

Man kann gegen diese Vergleiche einwenden, daß sie sich nicht überall genau auf denselben Horizont beziehen. Mit Absicht ist der allgemeine Ausdruck »Beginn der Jurensiszeit« gewählt. Es ist schwierig, insbesondere mit den östlich gelegenen Gebieten zu vergleichen, da die Gleichsetzung der Lothringer und Elsässer Jurensisschichten noch eine Streitfrage ist. Die Jurensisschichten im weiteren Sinne bestehen in Lothringen neben den besprochenen phosphoritführenden Mergeln noch aus den darüber liegenden, etwa 40 m mächtigen Tonen und sandigen Tonen mit *Harpoceras striatulum* SOW. und *fallaciosum* BAYLE. Beide Ammoniten liegen nun im Elsaß noch innerhalb einer geringmächtigen Mergelserie mit phosphoritischen Fossilien, unter denen zwar das für Delm so bezeichnende *Coel. crassum* fehlt[2]), die aber sonst mit den delmer Versteinerungen ziemlich übereinstimmen. BENECKE u. a. nahmen nun an, daß der ganze in Loth-

[1]) Der Hannoversche Jura. Berlin 1864.

[2]) Nur in einem Falle wurde ein verschwemmtes Bruchstück davon gefunden.

ringen 40—65 m (Algringen) mächtige Schichtkomplex den wenigen Metern der elsässischen Profile entspricht, weil die Aufeinanderfolge der Ammoniten in beiden Gebieten dieselbe ist. Sie rechnen dementsprechend die erwähnten mächtigen Tonschichten noch zum Lias. BRANCO (**17**) und VAN WERVEKE dagegen sehen darin die untersten Doggerschichten und betrachten die darin vorkommenden, sonst als leitend für obersten Lias angesehen *Grammoceras striatulum* SOW. (= *radians* QU. z. T.), *fallaciosum*, *jurense* u. a. nur als Nachzügler, die über das Altersverhältnis der Schichten nichts aussagen. Ich möchte die Vermutung aussprechen, daß vielleicht die elsässischen Jurensisschichten nur Reste früher vorhandener mächtigerer Ablagerungen von mergelig-phosphoritischer Facies darstellen, die ursprünglich in ihrer Mächtigkeit den lothringer Verhältnissen näher kamen, die aber während ihrer Bildung durch mehrfach wiederholte Ausschlämmung und Aufarbeitung auf wenige Meter zusammengedrängt wurden. Jedesmal wurde das feine, schlammige Material weggeführt, die Versteinerungen blieben liegen. Spuren solcher Vorgänge lassen die Profile von SCHIRADIN (**115**) und JANENSCH (**76**) erkennen. Zu Gunsten dieser Auffassung würde das bei Mardeningen (Mardigny) beobachtete Vorkommen phosphoritischer Ammoniten (*Harp. striatulum*) noch innerhalb der Tonschichten, mehrere Meter über der Phosphoritschicht sprechen.

DACQUÉ führt in seiner Paläogeographie (**31**) eine Arbeit von STILLE an, wonach der »niedersächsische Uferrand« mit seiner westöstlichen Erstreckung während der Dogger-, Malm-, Unterkreide-, Senon- und Unteroligocänzeit bestanden habe, während im Perm, Muschelkalk und Lias Mulden senkrecht dazu verliefen. (Das wäre, wenn auch lückenhafter, ein ähnlicher Fall wie das bekannte Beispiel des bald Nord-Süd, bald West-Ost sich erstreckenden russischen paläozoischen Meeres, das aus unbekanntem Grunde regelmäßig in dieser Weise hin und her pendelte.) An der Grenze Lias/Dogger, wo ein Umschlag stattfand, müssen natürlich epeirogenetische Bewegungen eingetreten sein, — vielleicht dieselben, die wir soeben aus anderen Erscheinungen erschlossen haben.

Über den phosphoritführenden Schichten folgen in Lothringen die erwähnten mächtigen Tonschichten, — genau wie über dem unterliassischen Phosphorithorizont der β-Ton. Wie wir hier eine neue Überflutung annehmen müssen, so auch im Oberen Lias. Das Auftreten von Regressions- und nachfolgenden Transgressionserscheinungen in den Phosphoritzonen ist so auffällig, daß wir uns fragen müssen, ob hier ein ursächlicher Zusammenhang besteht, und ob auch andere Phosphoritvorkommen ähnliche Erscheinungen zeigen,

C. Die Bildungsweise des Phosphorits.

a) Phosphorit in Konglomeraten.

Umgelagert findet sich Phosphorit in vielen Schichten, sei es in Konglomeraten aus lauter Phosphoritgeröllen oder mit anderen Geröllen zusammen. Leider sind in der Literatur nicht immer Angaben über die Beschaffenheit der liegenden Schichten hinsichtlich der für das Verständnis der Bildungsweise so wichtigen Emersionserscheinungen enthalten. Es ist jedoch anzunehmen, daß diese in sehr vielen Fällen vorhanden sind.

Schon im Cambrium finden sich Phosphoritgerölle. Kruft (84) erwähnt in seiner Zusammenstellung cambrischer und silurischer Phosphoritvorkommen folgende hier in Betracht zu ziehenden Fälle:

Untercambrium: Phosphoritkonglomerat im Sandstein mit *Olenellus Kjerulfi* von Dalekarlien.

Basalkonglomerat des schwedischen Untercambriums mit Phosphoritgeröllen. (Nicht anstehend, nur als Geschiebe bekannt.)

Mittelcambrium: Konglomerat mit Phosphoriten an der Grenze der *Paradoxides Ölandicus*- und *Tessini*-Stufe auf Öland.

Obercambrium: Stinkkalk der *Eurycare latum*-Stufe mit phosphoritischen Stinkkalkgeröllen von Brunflo in Jemtland.

Phosphoritführendes Konglomerat von Wamb (Westergötland) aus der Stufe der *Peltura scarabaeoides*.

Phosphoritkonglomeratbänke im *Obolus*-Sandstein von Dalekarlien. — Auch in Estland 3 derartige Bänke als Strandkonglomerate. (Lagerstättenchronik vom 31. 7. 18 der Zeitschr. f. prakt. Geologie.)

Silur: Umgelagerte cambrische Phosphorite liegen in dem der untersilurischen Stufe des *Symphysurus incipiens* angehörigen glaukonitischen Kalk von Nerike und Westergötland, ebenso in dem Ceratopygekalk von Kinnekulle u. a. Orten.

Der Vaginatenkalk wird im westlichen Estland durch ein Konglomerat mit reichlichen Phosphoritgeröllen vertreten.

Aus Devon, Carbon, Perm und Trias sind mir keine entsprechenden Fälle bekannt geworden, wie denn diese Formationen überhaupt arm an sedimentär entstandenem Phosphorit sind. Zum Teil mag dies, wie Shaler (**102**, S. 12) meint, darauf beruhen, daß die Phosphat liefernden hornschaligen Brachiopoden und Trilobiten stark abgenommen haben bezw. ausgestorben sind, die Wirbeltiere aber noch nicht in genügender Zahl auftreten, um diese Rolle zu übernehmen. Ob das stichhaltig ist, möchte ich bezweifeln, es scheinen mir die Faciesverhältnisse der genannten Formationen an dem auffälligen Mangel an Phosphoritbildungen in den näher erforschten Gebieten schuld zu sein. Daß z. B. das deutsche Rotliegende oder das Obercarbon keine günstigen Bedingungen boten, ist nach dem früher Gesagten begreiflich. Bei der Lückenhaftigkeit unserer Kenntnisse ist es aber nicht unwahrscheinlich, daß an anderen Stellen der Erdoberfläche diese Bedingungen eben doch vorhanden waren.

In Deutschland treten Phosphoritgerölle erst wieder im Jura auf. Neben den aus Lothringen und den benachbarten Gebieten angeführten Vorkommen dieser Art sei auf die Liasbildungen zwischen Harz und Eggegebirge hingewiesen, aus denen Brandes zahlreiche Funde von angebohrten Phosphoritknollen auf sekundärer Lagerstätte beschreibt (**18**).

Sehr zahlreich sind Phosphoritkonglomerate, meist glaukonitführend, in der Kreide. Phosphorite mit Liasfossilien liegen als Transgressionskonglomerat zusammen mit Brauneisengeröllen auf dem abgewaschenen und angebohrten Meeresboden der Hilszeit (z. B. bei Salzgitter nach DENCKMANN, **41**). v. LINSTOW berichtet von aufgearbeiteten, angebohrten Phosphoritgeröllen im Mucronatensandstein von Stettin (**93**). Die meisten und eingehendsten Beobachtungen dieser Art haben die nordfranzösischen Kreidebildungen erlaubt. Sie sind in den Annales de la soc. géol. du Nord und im Bulletin de la soc. géol. de la France niedergelegt.

Bei Machéromenil liegen über dem Coralrag transgredierend Kreideschichten mit *Ostrea vesiculosa*, an deren Basis sandige Phosphorite (»coquins de sable«) angehäuft u. z. T. an der Oberfläche des Coralrag festgekittet sind (**8**).

Wo die »sables de Hardoye« unmittelbar auf der »gaize à *A. mammillaris*« liegen (also eine Schichtlücke nachzuweisen ist), ist die »gaize«[1]) tief ausgewaschen, und Fossilien und Kalkknollen liegen an der Basis der Sande (**8**).

Die Unterlage der Phosphorite von Orville und Beauval ist vielfach erhärtet und voller Bohrgänge.

GOSSELET gibt (**57**, 346) ein Profil von Sénercy bei Sérylès Mézières mit einer muldenförmigen Auswaschung von Kreideschichten. Der Boden dieser Rinne besteht aus erhärteter und angebohrter Kreide, darüber sind Phosphoritknollen angehäuft. Dasselbe gilt von Fresnoy-le-grand (**56**). Hier reichen die Bohrgänge bis 1 m tief und sind mit phosphoritischer Kreide erfüllt, die Phosphoritgerölle sind mit Austern, *Spondylus* und Serpeln bewachsen und oberflächlich wie lackiert. Ähnlich ist es bei Roisel (**61**) und Haravesnes (**59**), bei Hem-Monacu, Étaves und Ponthieu (**58**). DOUXAMI beschreibt dasselbe von Templeux-la-Fosse. Auf belgischem Gebiet liegt das von CORNET untersuchte Phosphoritvorkommen von Mons mit seinem »poudingue-base de

[1]) gaize = eine Art verkieselten Kalkes.

nodules phosphatés« über der »craie phosphatée« der Maastrichter Stufe.

Die Cenomangrünsande von Bedfordshire bei Cambridge enthalten an ihrer Basis phosphoritische Gerölle mit Versteinerungen aus Kreide, Malm und Carbon (zit. b. Stützer). Bei Ely nördlich Cambridge liegt ein entsprechendes Konglomerat im Gault, es enthält u. a. viele Schwämme. Auch russische Vorkommen (Gouvernements Saratow, Rjäsan, Kiew, Moskau-West sowie Podolien) gehören hierher. (Vergl. Referat N. J. 1912, II, S. 335 - 339).

Im Tertiär enthält der unteroligocäne Grünsand von Helmstedt und Harzburg mehrere Bänke von Phosphorit-Konglomerat (**123**). In Schleswig-Holstein sind nach Stolley (**118**) die tertiären Phosphorite da am häufigsten, wo die phosphoritische Kreide fehlt und sofort harte Mucronatenkreide erbohrt wurde. — In Suffolk liegt eine Phosphoritgeröllschicht zwischen dem eocänen Londonton und dem Pliocän. — Das Liegende der reichen Lager in Tunis und Algier zeigt Bohrlöcher und Austernbänke (Stutzer, **120**).

In Sampson County (Nord-Karolina) werden eocäne Mergel von einer Schicht gerollter Phosphorite mit dazwischen befindlichen unbeschädigten Muscheln — das Ganze in sandigem Zwischenmittel — überlagert; in Neu-Hannover und Pender County (ebenda) ist tertiäres Phosphoritgeröll durch Kalk verbunden (**102**, 71 ff.). Gay Head (Martha's Vineyard) zeigt angebohrte Phosphorite in Grünsand.

Zerstreut liegen Phosphoritgerölle auch im norddeutschen Diluvium, rezent finden sie sich am Strande von Greifswald.

Obgleich diese Beispiele nur eine Auswahl aus sehr vielen ähnlichen Fällen darstellen, ergibt sich doch, daß Phosphorit in Form von Geröllen weit verbreitet ist. Es erhebt sich die Frage, ob deren Phosphorsäuregehalt in ursächlichem Zusammenhang steht mit der Bildung der Gerölle, oder ob die Phosphorite als zufällige Bestandteile in die Konglomerate hineinkamen.

b) Entstehung phosphoritführender Konglomerate.

Betrachten wir die Kiesablagerungen der Selle (Seille), die z. B. bei Selzeck (Coin-Cuvry) einige Meter über dem Fluß aufgeschlossen waren, so finden wir darin hauptsächlich Kalk- und Mergelgerölle, sowie abgerollte Gryphaeenschalen, daneben auch Sandsteinbröckchen. Da und dort liegt auch ein Phosphoritgeröll aus dem Unteren Lias. In höher gelegenen Terassen dagegen, z. B. auf dem Rücken zwischen Loveningen (Louvigny) und Kemnat (Cheminot), 30 m über der Talsohle, ist von all dem nur ein gelbbrauner Lehm mit reichlichen Brauneisenknöllchen und nußgroßen kreidigen Phosphoriten übrig geblieben. Das atmosphärische Wasser hat den Kalk unter Zurücklassung des eisenschüssigen Lehms gelöst, auch die Phosphorite ausgelaugt, so daß sie porös und leicht wurden, aber ganz wurden sie wegen der geringen Löslichkeit des phosphorsauren Kalks nicht zerstört. (Nach Bischof ist Apatit in mit Kohlensäure gesättigtem Wasser im Verhältnis 1 : 393000 löslich, der Phosphorit von Sandaucourt nach Braconnier im Verhältnis 1 : 91000, Kalk dagegen 1 : 1000.) Wir haben also eine »chemische Anreicherung« von Phosphorit.

In Florida wird Phosphorit (»River pebble«) aus Flüssen durch Baggern gewonnen. Das ursprünglich die Knollen umschließende tonig-mergelige Gestein wird von dem fließenden Wasser viel leichter zerstört als die Knollen selbst; letztere werden daher in den Flußbetten mechanisch als »Phosphatseife« angereichert, die sich immer wieder erneuert.

Zweifellos sind auch unter den angeführten fossilen Beispielen solche, wo der Phosphorit als härtestes oder chemisch widerstandsfähigstes Material bei der Umlagerung von Schichten erhalten blieb, während das Zwischenmittel herausgewaschen wurde. So z. B., wo phosphoritknollenführender Kreidegrünsand im Tertiär aufgearbeitet wurde. Öfters wird aber auch eine nachträgliche Zufuhr oder wenigstens Anreicherung der Phosphorsäure angenommen (z. B. Denckmann, 41: Die Phosphorsäure scheint mit Hilfe der Zersetzung organischer Stoffe

»die Kohlensäure der eingebetteten Kalkknollen verdrängt und diese dadurch zu Phosphoriten umgewandelt zu haben«).

c) Vergleich mit den Verhältnissen des untersuchten Gebiets.

Bei unserem β-Phosphat sprechen für Auswaschung aus tieferen Schichten die schon früher (S. 145) angeführten Gründe. Die in dem Arcuatenkalk steckenden Phosphorite sind jedoch stets ziemlich kalkig (Analyse 9, S. 132). Es muß also eine Anreicherung an Phosphorsäure stattgefunden haben, und zwar nicht nur eine relative wie beim Verwittern infolge der Auslaugung der Carbonate, sondern es fand ein Ersatz des kohlensauren Kalks durch Phosphat aus dem umgebenden Meerwasser statt, naturgemäß am stärksten in den randlichen Teilen der Knollen (vergl. Analyse 8, S. 132); z. T. hat sich auch phosphorsaurer Kalk unmittelbar auf der Oberfläche der Knollen abgesetzt.

Da die auf den Knollen aufgewachsenen Fossilien gleichzeitig mit der Phosphoritausscheidung lebten — denn sie sitzen z. T. auf der phosphorsäurereichen, lackartigen Rinde der Knollen, z. T. sind sie selbst davon randlich überwuchert — kann diese Abscheidung nicht innerhalb des Bodenschlammes vor sich gegangen sein, wo ja diese Tiere nicht leben konnten, sondern die Knollen lagen frei auf dem Meeresgrunde (wie die rezenten Tiefseephosphorite).

Die aus abgerollten und umgewandelten Kalkbrocken bestehenden, noch ziemlich kalkreichen Knollen liegen, wie besonders Profil F (Sillingen) S. 121 zeigt, in etwas tieferem Niveau als die 2. Art, die schlackenförmigen, unmittelbar aus dem Wasser ausgeschiedenen Konkretionen.

(Daß nicht etwa umgekehrt der Phosphorit des Gryphitenkalks von dem darüber liegenden Geröllhorizont abstammt, wird dadurch bewiesen, daß sein Vorkommen an Versteinerungen oder deren nächste Nähe gebunden ist. Dazu kommt das Fehlen aller phosphoritischen Kluftausfüllungen, sowie das Vorkommen einzelner phosphoritischer Pleuromyen schon im untersten Gryphitenkalk.)

Aus dem oberliassischen Phosphorithorizont sind mir

bisher keine Beobachtungen bekannt, die auf eine nachträgliche Anreicherung an Phosphorsäure während der Umlagerung schließen lassen.

d) Herkunft der Phosphorsäure.

Über diese Frage sind schon sehr viele und verschiedenartige Ansichten geäußert worden. Von den gangförmigen Vorkommen können wir hier ganz absehen und uns auf die Fälle beschränken, wo der Phosphorit marinen Schichten eingeschaltet ist.

Während früher auch in solchen Fällen häufig an anorganischen Ursprung der Phosphorsäure gedacht wurde, hat man in den letzten Jahrzehnten, wohl im Anschluß an die Ergebnisse der Tiefseeforschung, Organismen zur Erklärung herbeigezogen. Der großen Verbreitung sedimentärer Phosphoritlagerstätten in Nordfrankreich und Belgien entsprechend, haben sich besonders französische und belgische Geologen mit dieser Frage befaßt. Ihre Ergebnisse sind in den Annales de la societé géol. du Nord, sowie im Bulletin de la soc. géol. de France niedergelegt.

Auf der Beobachtung fußend, daß die Sommephosphate einen Fluorgehalt besitzen, der dem des Apatits entspricht, haben Lasne (87) und Dieulafait angenommen, daß dieselben nichts anderes darstellen als den bei der Verwitterung vom Wasser aufgelösten und im Meere wieder ausgefallenen Apatit von Massengesteinen.

Munièr-Chalmas (98) hat demgegenüber betont, daß noch gar nicht soviel Apatit im Laufe der Erdgeschichte der Verwitterung zugänglich war, als seit dem Silur in Form von Phosphorit abgelagert wurde. Er kommt zu der Ansicht, daß Tiere die Phosphorsäure geliefert haben. Aber man muß demgegenüber doch fragen: Woher hatten denn diese Tiere die Phosphorsäure? Im Grunde doch ebenfalls aus dem Apatit der Gesteine.

Lasne wurde auch von Carnot angegriffen (21), der darauf hinwies, daß ursprünglich fluorfreie Knochen Fl aus verdünnten Lösungen aufnehmen können und so das Apatitmolekül bilden.

Da Phosphorit so häufig mit Glaukonit zusammen vorkommt, letzterer aber von kalireichen, also orthoklasführenden Tiefenge-

steinen abhängig zu sein scheint (Murray, **99**), habe ich festzustellen versucht, ob etwa diese Gesteine auch an Phosphorsäure besonders reich sind und so das Zusammentreffen der beiden Mineralien erklären könnten. Das Ergebnis war unbefriedigend. Die verwendeten etwa 140 Analysen (aus Rosenbusch, Elemente) ergaben, daß zwar Granit gegenüber den nächst basischeren Tiefengesteinen mehr P_2O_5 enthält, daß aber der Phosphorgehalt nach dem Gabbro hin wieder stark zunimmt und sogar die beim Granit gefundenen Zahlen noch weit übersteigt. Immerhin enthält auch der Granit mehr Phosphorsäure, als i. a. die Sedimentgesteine davon besitzen.

Grossouvre u. a. haben unterseeische Quellen für die Zufuhr der Phosphorsäure verantwortlich gemacht (**66**). Auf dem Festlande sind in der Tat Quellen bekannt, die heute noch Calciumphosphat abscheiden, z. B. in Tennessee (**113**). Weit ausgedehnte, dabei nur geringmächtige marine Phosphoritlager können aber kaum auf diese Weise gebildet werden.

Hier hat eine andere Ansicht mehr Wahrscheinlichkeit für sich, die vereinzelt schon früher, hauptsächlich aber in den letzten 30 Jahren vertreten worden ist, nämlich daß die Lebewesen des Meeres die Urheber der Phosphoritbildungen sind.

Nach Cornet und Renard sind die Phosphoritkörnchen der Phosphatkreide von Ciply in Belgien nichts anderes als Knochensplitter und sonstige organische Trümmer (**108**). Es müssen aber auch Lösungen zirkuliert haben, z. B. wurde Treibholz mit Phosphat imprägniert (**29**).

Credner (**30**) wies 1895 für die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns nach, daß sie durch Wechselwirkung zwischen dem phosphorsauren Kalk der Knochen und dem kohlensauren Kalk der Molluskenschalen durch Vermittlung der Verwesungsprodukte gebildet wurden, und zwar alsbald nach der erfolgten Sedimentation.

Meunier (**97**) nimmt für die Senonphosphate von Nordfrankreich an, daß die Zersetzung von Organismen Calcium-Ammonium-Phosphorsalze erzeugt habe. Deren Lösungen seien beim

Durchsickern des unterlagernden Sediments in Form von Knollen ausgefällt worden, die nach und nach allen phosphorsauren Kalk der umgebenden Kreide auf sich konzentrierten. Später erfolgte noch eine weitere Anreicherung durch eine »dénudation souterraine«.

Thomas schildert (**121**) die Phosphate von Tunis als eine sehr fossilreiche, küstennahe Bildung organischen Ursprungs.

Hayes (**71**) läßt die Tennesseephosphate durch Anhäufung organischer Stoffe am Grunde von Flachwasser entstehen, denn nur in solchem ist die beobachtete Zusammenschwemmung und Umlagerung zu erklären.

In Südkarolina wurden nach Holmes (zit. b. Stutzer) eocäne Mergel (Unterstes Eocän) durch Erosion und Bohrmuscheltätigkeit zertrümmert und mit Tierresten zusammen in einer Salzlagune angehäuft. Landtiere, vom Salz angelockt, kamen hinzu und vermehrten nach ihrem Tode noch die Menge der organischen Stoffe. Aus der so gebildeten Lauge schied sich Phosphat aus und bildete Knollen.

W. Harvey und Mc. Nairn (**70**, S. 513) stellen sogar den Satz auf: Jedes bekannte Phosphatlager, ausgenommen der eigentliche Apatit, ist unmittelbar oder mittelbar organischen Ursprungs.

In der Gegenwart bildet sich Phosphat organischer Herkunft noch in der Tiefsee, wo durch Zusammentreffen kalter und warmer Ströme viele Tiere absterben und bei ihrer Zersetzung Phosphorsäure liefern (Murray-Renard, **99**), ferner auf vielen Koralleninseln, wo der Korallenkalk durch die aus dem überlagernden Guano ausgelaugten Lösungen in phosphorsauren Kalk umgewandelt wird. (Vergl. die Zusammenstellung bei Stutzer (**120**).)

Auch für unsere Liasphosphorite ist die Entstehung durch Vermittlung von Organismen als sicher anzunehmen. Von Klüften, die etwa phosphorsäurehaltige Quellen herbeigeführt haben könnten, ist nichts nachzuweisen. Die große horizontale Ausdehnung der Phosphoritlager bei geringer Mächtigkeit sowie ihre Horizont-

beständigkeit sprechen für eine Entstehung im Zusammenhang mit der Sedimentation, und die zahlreichen Versteinerungen, an welche die Phosphorsäure gebunden ist, lassen kaum noch einen Zweifel an ihrer Mitwirkung an der Entstehung des Phosphorits.

Verbreitung der Phosphorsäure in der Natur.

Die Schalen, Panzer, Knochen, Zähne und Schuppen der verschiedensten Tierklassen enthalten Phosphorsäure, ebenso deren Weichteile.

Die Hauptmasse der Muskeln und des Blutserums besteht aus Eiweiß. Die bisher untersuchten eigentlichen Eiweißstoffe enthalten z. T. 0,42—0.85 vH. P_2O_5 in der aschefreien Substanz. Von den Proteiden sind die Nukleoproteide und Glykoproteide sowie die Nukleinsäure phosphorhaltig, letztere, woraus z. B. die Fisch-»Milch« besteht, enthält über 9 vH. P_2O_5. Unter den Albuminoiden endlich kommt das Reticulin, wozu das tierische Fibroin, Spongin, Conchyolin und der Byssus gehören, in Betracht. (Vergl. **69**.) Unter den Aschebestandteilen des Fleisches unserer Haustiere steht Phosphorsäure an erster Stelle. Es wird dadurch verständlich, daß bei solchen Versteinerungen, die noch die Muskelstruktur erkennen lassen, phosphorsaurer Kalk[1]) das Versteinerungsmittel ist. Ist auch der Prozentgehalt der Weichteile an Phosphaten nicht bedeutend, so stehen diese doch, nachdem die Kohlenstoffverbindungen durch die Verwesungsvorgänge entfernt sind, an erster Stelle. Da die Kohlenstoffverbindungen nicht durch andere Stoffe ersetzt werden, sondern der Körper mit ihrem Ausscheiden sein Volumen verringert und unter dem Druck des aufgelegten Sediments flach gedrückt wird, bleibt der phosphorsaure Kalk, der bei Cephalopoden schon in den lebenden Muskelmassen als solcher vorkommt, im übrigen beim Verwesen als das schwerstlösliche Phosphat gebildet wird, übrig. Der Versteinerungsprozeß ging also

---

[1]) So beschreibt Fraas (Württ. Jahreshefte 45, 1889) einen Tintenfisch, v. Ammon (Kleiner geol. Führer durch einige Teile der fränk. Alb, 1899) eine *Chimära* in diesem Erhaltungszustande.

hier vor sich, noch ehe die Muskelstruktur zerstört war, — einen ähnlich raschen Vorgang müssen wir auch für die phosphoritischen Muscheln nnd Ammoniten annehmen.

Das Blut der Säugetiere enthält 1—1,8 vT. P_2O_5, das Gehirn etwa 1 vT., das Blut der Krebse ist reich daran.

Pflanzenfressende Tiere scheiden Phosphorsäure durch den Darm und die Nieren aus. Darm- und Blasensteine bestehen großenteils aus Phosphaten von Ca, Mg und NH_4. Bekannt sind die phosphoritischen »Koprolithen«, versteinerte Fisch- und Saurierexkremente, sowie der phosphorreiche Guano.

Weit mehr Phosphorsäure enthalten aber die tierischen Hartteile. Knochen verschiedener Säugetiere ergaben in der Asche 83,9—90 vH. Calciumphosphat (**69**). Das Zahnbein und besonders der Schmelz sind noch reicher daran. Fossile Knochen sind häufig phosphoritisch.

Fischknochen sind ziemlich knorpelig und wasserhaltig, daher verhältnismäßig arm an phosphorsauren Salzen und leicht zersetzlich.

In rezenten Krebspanzern finden sich 6—7 vH. P_2O_5, bei *Squilla* sogar 17,66 vH. (Kelly und Schmidt in Kruft, **84**), bei Trilobiten 17—20 vH. Die Krebspanzer sind infolge ihrer porigen Beschaffenheit ebenfalls leicht löslich.

Nautilus- und *Orthoceras*-Schalen, jedenfalls auch die Ammonitengehäuse, enthalten phosphorsauren Kalk, ebenso die Schalen der Schnecken und Muscheln, letztere bis zu 7—8 vH., besonders in den neugebildeten Schalenteilen. Der Pteropodenschlamm ergab bei den Challengerproben 2,41—2,44 vH. Kalkphosphat (**124**, 680).

Die Schale der hornigen Brachiopoden baut sich hauptsächlich aus phosphorsaurem Kalk auf. *Lingula anatina* enthält nach Kopp und Will (**111**, S. 616) 42,29 vH. Calciumphosphat, 5,83 vH. Eisen- und Magnesiaphosphat, 6,83 vH. Calciumcarbonat und 45,20 vH. organische Substanz, *Lingula ovalis* ergab geglüht 85,79 vH. Kalkphosphat (**111**, I, Nachtrag 616). Sahlbom erhielt bei *Lingula* 23,2 vH. P_2O_5, bei silurischen *Obolus*-Schalen

von Vikarbyn (Dalekarlien) 36,54 vH. *Obolus Apollinis* Eichwald aus dem Obercambrium von Esthland ergab 28,10 vH. P_2O_5.

Von Echinodermen sind nur geringe Reste in phosphoritischen Gesteinen zu finden. Sie scheinen die phosphoritbildende Facies gern zu meiden, ähnlich wie die Seeigel in pyritführenden Gesteinen selten sind. (**36**, III.)

Das phosphorhaltige Spongin der Schwämme wurde schon genannt. Der Badeschwamm erzeugt ein Jodospongin mit 9 vH. Jod (**69**). Dies könnte vielleicht den Jodgehalt mancher Phosphorite erklären (z. B. im vogtländischen Silur, vergl. 84).

Daß auch die Protozoen Phosphor enthalten, ist bekannt. Damit stimmt überein, daß bei rezenten Phosphoritknollen die erste Anlage der Konkretionen oft im Innern eines Foraminiferengehäuses liegt (**99**). Vermutlich hat der verwesende Schaleninhalt dabei mitgewirkt. Radiolarienerde zeigt mit 0,65 vH., Globigerinenschlick mit 0,58 vH. P_2O_5 bedeutend höhere Werte als der Blaue Schlamm und der Rote Ton [mit 0,21 bezw. 0,30 vH. P_2O_5 (Mittel der Challengerproben)].

Von Landpflanzen seien nur die Getreidearten erwähnt, bei deren Samen die Phosphorsäure den Hauptbestandteil der Asche ausmacht. Auch die Asche von Hölzern enthält 4,5—28,5 vH. P_2O_5 (**75**).

Algenasche ergab im Mittel der Analysen der Challengerexpedition 1,09 vH. $Ca_3P_2O_8$.

Naturgemäß muß das Meerwasser, aus dem die Meerespflanzen und mittelbar auch die Meerestiere ihre Phosphorsäure entnommen haben, auch eine gewisse Menge davon enthalten. Es liegen mir nur einige ältere Angaben vor (**111**, I, S. 505 und 529/30). Es enthielten Proben aus dem offenen Ozean zwischen 2,3 Millionstel[1]) und 5,6 Millionstel Kalkphosphat[2]), solche aus den flachen europäischen Meeren bedeutend mehr (bei Bergen 16,5 Millionstel). Hängt vielleicht dieser höhere Wert mit dem größeren Tierreichtum der kälteren Meere zusammen? Krümmel

[1]) Socotora.

[2]) Zwischen Singapore und Saigon.

(Ozeanographie, I, S. 323) bestreitet aber die Richtigkeit dieser Zahlen aus dem Grunde, weil das Wasser, wenn es bei der Probeentnahme nicht gleich von den organischen Stoffen durch Filtrieren befreit wird, durch deren Verwesung phosphorsauren Kalk aufnimmt und dann zu hohe Werte gibt. Er gibt (nach E. Raben) den Gehalt des Ostseewassers im Februar und Mai zu 0,14—0,25, im Herbst zu 1,46 Millionstel P_2O_5 an. Jedenfalls sind alle diese Zahlen so niedrig, daß man sich kaum vorstellen kann, daß aus so verdünnten Lösungen Kalkphosphat rein anorganisch ausgeschieden worden sein soll, selbst wenn man den Lösungsgenossen eine bedeutende Rolle dabei zuweist[1]). Es müssen besondere Bedingungen dazu kommen.

e) Chemische Vorgänge bei der Bildung des Phosphorits.

Es wäre denkbar, daß in dicht bevölkerten Meeresteilen durch massenhaftes Absterben von Tieren örtlich der Sättigungsgrad des Wassers an Phosphaten erreicht wird. Eine kleine Schwankung der Nebenumstände könnte dann das Ausfallen von phosphorsaurem Kalk bewirken. Walther (124, 700) schreibt ganz kurz: »Die Organismenreste werden durch die Tätigkeit des Seewassers aufgelöst, und der mitgelöste phosphorsaure Kalk wird zuerst im Innern von Rhizopodenschalen ausgeschieden. Die Phosphatmasse wächst allmählich aus der Schale heraus, neben einander liegende Konkretionen verschmelzen mit einander, und allmählich bilden sich Knollen von beträchtlicher Größe«.

Meist werden chemische Umsetzungen angenommen, nicht nur einfache Lösung.

Kruft (84) denkt sich den Vorgang so: Die Fäulnis abgestorbener Tier- und Pflanzenkörper liefert CO_2; diese löst das Carbonat der Schalen; dafür tritt Kalkphosphat aus dem Wasser zu. Dies geht solange weiter, als das Wasser Phosphat ab-

[1]) In einer 2 vT. Kochsalzlösung sind z. B. immerhin 0,0457 vT. phosphorsaurer Kalk löslich (Liebig zitiert bei Roth, I. S. 57). Die Löslichkeit im Meerwasser scheint nicht genauer bekannt zu sein, wenigstens habe ich keine Angaben gefunden.

scheidet. Die phosphoritisierten Hartteile wirken dann wieder als Anziehungspunkte für weitere Spuren von Phosphorsäure im Wasser.

Gautier hat Ammoniumphosphat und Kreide in ammoniakalischer Lösung auf einander einwirken lassen und dabei neben saurem auch dreibasischen phosphorsauren Kalk erhalten. Credner (**30**) kommt für die Phosphorite des Leipziger Mitteloligocäns zu dem Schluß, daß das Carbonat der Muschelschalen mit dem Phosphat der Knochen dieser Schichten in Reaktion getreten sei, um die phosphoritischen Steinkerne zu erzeugen. Beim Verwesungsprozeß entsteht $(NH_4)_2CO_3$. Wo dies im Überschuß vorhanden ist, löst es den phosphorsauren Kalk der Knochen unter Zurücklassung von $CaCO_3$. Wo dagegen letzteres im Überschuß ist, wie z. B. an Muschelschalen, wird der Vorgang wieder umgekehrt und das Calciumphosphat fällt aus, während das Ammoniumcarbonat zurückgebildet wird. Durch Versuche hat Credner die Möglichkeit dieser Vorgänge erwiesen.

Auch Collet denkt an die Bildung von Ammonphosphat (**24**), das dann in Berührung mit Kalkschalen Kalkphosphat ergibt. Dabei werden die Schalen pseudomorphosiert; sie verlieren ihre Doppelbrechung und bilden Ansatzpunkte für die Ausscheidung von weiterem Phosphat.

In unserem Falle sind die Schalen im allgemeinen verschwunden; wo in dem β-Phosphorithorizont noch Reste davon auf den Steinkernen erhalten sind, bestehen sie aus kohlensaurem Kalk, ebenso die im Innern der Knollen eingebackenen kleinen Schalentrümmer. Es ist also keine Umwandlung der Schalen in Phosphorit nachzuweisen. Die Hauptträger der Phosphorsäure fehlen; denn von Wirbeltieren fand sich in dem β-Phosphat keine Spur, nicht einmal Fischschuppen oder -zähnchen. Wo im tieferen Teile der Gryphitenkalke Saurierwirbel gefunden werden (Angulatenschichten), da zeigen diese keine Spur von Auflösungserscheinungen, obgleich in demselben Horizont bereits schwach phosphoritische Schwämme und Muscheln auftreten, auch die *Lingula*-Schalen der »*Lingula*-Bank« sind wohlerhalten. Das

Gleiche gilt von dem vereinzelt im Innern eines Schwammes steckenden Krebsrest.

In dem oberliassischen Phosphorit fand sich ein einziger Wirbel, und auch dieser war nirgends angeätzt.

Wir können daher keinen der oben genannten Vorgänge für die Erklärung unserer Vorkommen heranziehen. Das einfachste scheint vielmehr, die in beiden Horizonten massenhaft vorhandenen Wirbellosen als Quelle der Phosphorsäure zu betrachten.

Cornet hat die Vermutung ausgesprochen, daß der chemische Vorgang, der es den Meeresorganismen ermöglicht, aus dem Meerwasser, bezw. der Nahrung, die darin befindlichen geringen Mengen Phosphorsäure herauszuziehen und aufzuspeichern, auch in dem toten Körper noch ähnlich weiterwirkt.

Carnot (21, S. 172) hat folgende Versuche angestellt: 10 Muscheln, deren Weichkörper im Mittel 14 mg Asche enthielt, wurden von den Schalen gelöst und in eine verschlossene Flasche mit 1,5 l kohlensaurem Wasser gebracht unter Zufügung von 45 g gefälltem dreibasischem Calciumphosphat. Nach 50 Tagen hatte sich die Menge der Aschenbestandteile auf 31,4 mg pro Muschel erhöht, davon waren 86,88 vH. $Ca_3P_2O_8$, 11,18 vH. $CaCO_3$.

Ein zweiter Versuch wurde mit destilliertem Wasser ausgeführt, dem 2 g Ammoniumcarbonat und 5 g Calciumphosphat zugesetzt waren. Holz mit ursprünglich 0,44 vH. Asche von 4,07 vH. P_2O_5 ergab nach 7 Monaten 0,33 vH. Asche, aber mit 7,75 vH. P_2O_5.

Bei Verwendung von kohlensaurem Wasser erhöhte sich die Aschenmenge auf 0,66 vH. mit 24,25 vH. P_2O_5.

Besonders hoch wurde der Phosphatgehalt, wenn das Wasser in offener Flasche mehrmals verdunsten konnte und wieder aufgefüllt wurde. (Nach 7 Monaten 2,51 vH. Asche, wovon 38,57 vH. P_2O_5 und 52,27 vH. CaO.)

Mit der Zeit können auf diese Weise organische Stoffe immer mehr phosphoritisiert werden.

Es ist bedauerlich, daß nicht auch Parallelversuche mit See-

wasser unternommen worden sind, denn die darin enthaltenen übrigen Salze hätten jedenfalls das Ergebnis beeinflußt und den natürlichen Verhältnissen genähert. Daß indessen das Prinzip richtig ist und Phosphat auch im Meerwasser durch organische Stoffe fixiert werden kann, geht aus einer Beobachtung von Cornet (**29**) hervor. Dieser fand in der Phosphatkreide von Ciply einen 4 m langen Treibholzstamm, der von einer 20—30 cm breiten Zone dunkler gefärbter Kreide umgeben ist. In dieser Zone sind die in der Phosphatkreide allgemein verbreiteten kleinen Phosphoritkörner außen noch von neu gebildetem, aus Lösungen abgeschiedenem Phosphat umhüllt. Nur die Einwirkung des verwesenden Holzes kann diese Abscheidung bewirkt haben, und zwar geschah dies schon während oder bald nach der Sedimentbildung, ehe noch das Holz ganz zersetzt war.

Wenn auf solche Weise einmal ein Kern von Phosphorit gebildet war, hat sich auch das weiter ausgeschiedene Phosphat immer wieder auf diesem Ansatzpunkt niedergeschlagen, ähnlich, wie wenn ein Krystall aus einer Lösung weiterwächst. Es bilden sich so konkretionäre Ausscheidungen um die ursprünglichen Versteinerungen.

Wie Gümbel (**68**) zu zeigen gesucht hat, kann auch noch im fertigen Sediment ein fein verteilter Phosphatgehalt nach gewissen Ausscheidungspunkten hin wandern, und Kruft hat (**84**) für das Vogtland bewiesen, daß in dem dortigen obersilurischen Schiefer ein gewisser Phosphatgehalt verteilt ist, der an den Stellen fehlt, wo sich Phosphoritkonkretionen gebildet haben. Sie haben die Phosphorsäure ihrer Umgebung auf sich konzentriert.

Ähnliche Vorgänge mögen in geringem Grade auch in unserem Falle mitgewirkt haben.

f) Die Bildungsweise unserer liassischen Phosphorite.

Die Entstehungsgeschichte unserer unteren Phosphoritschichten mag etwa folgende gewesen sein:

In dem flachen, ziemlich warmen (103, S. 145) Meere der Arietenzeit lebte eine reiche Tierwelt. Von dieser haben uns nur

die mit Hartteilen ausgestatteten Formen ihre Reste hinterlassen, also Ammoniten, Belemniten, Muscheln, Schnecken, Brachiopoden und Seelilien. Die übrigen sind nach ihrem Tode verwest, oder sie dienten anderen Tieren zur Nahrung. Auch die Weichteile der beschalten Tiere wurden meist aus den Schalen herausgefressen, z. B. durch aasfressende Schnecken oder Krebse. So wurden die Gehäuse mit Schlamm erfüllt. Manchmal aber blieb der Weichkörper auch länger erhalten, wie z. B. bei den grabenden Pleuromyen, die allseitig vom Schlamm umhüllt vor den Aasfressern geschützt waren, gelegentlich auch bei anderen Arten. Manche Tiere, die wie die Schwämme schon bei Lebzeiten wenig Liebhaber fanden (124, II), blieben auch nach ihrem Tode unberührt und begannen langsam zu verwesen. Das verwesende Eiweiß, vielleicht auch das Spongin, beide an sich schon phosphorsäurehaltig, schlugen nun die geringen Phosphatmengen des Wassers auf sich nieder. Der eindringende kalkig-tonige Schlamm vermischte sich mit diesen Verwesungsprodukten, und so entstand als Versteinerungsmittel ein phosphorsäurehaltiger, mergeliger Kalk. (Vergl. Analyse 9, S. 35.)

Neue Schichten bauen sich darüber auf. Es entsteht eine Schichtfolge von halbverfestigtem Kalkschlamm und Mergel mit kalk- oder mergelerfüllten, ausnahmsweise schwach phosphoritischen Versteinerungen.

Das Meer wird immer flacher (vergl. S. 144), die Sedimente kommen zuletzt in den Bereich der Wellen und werden in ihren obersten Schichten aufgearbeitet.

Bei dieser Gelegenheit erweisen sich die phosphoritischen Versteinerungen als besonders widerstandsfähig, sowohl gegen Auflösung wie gegen Abrollung. Sie bleiben erhalten, während der Mergelschlamm weggespült und auch der halbverfestigte Kalk großenteils zerstört wird. Nur härtere Brocken davon, sowie namentlich die dicken Gryphaeenschalen und harte Belemnitenrostra bleiben erhalten. Stellenweise werden die ganzen Acutusschichten aufgearbeitet.

In dem Seichtwasser siedeln sich auf den härteren Knollen

und Schalen die schmarotzenden Serpeln, Austern, Plicateln und Crinoiden an. Bohrmuscheln *(Fistulana)* schaffen sich ihre birnförmigen Höhlungen in den Knollen, Bohrschwämme (*Clione*) greifen namentlich die Schalen an. In dem halbfesten Untergrunde leben bohrende Würmer. Mit dem weiteren Zurücktreten des Meeres müssen Verhältnisse eingetreten sein, die vielleicht mit dem Wattenmeer zu vergleichen sind. Einzelne Stellen ragten zeitweise aus dem Wasser und erhielten Fließrinnen, wenn sich bei Ebbe das Wasser zurückzog, andere bekamen Wellenfurchen. Wahrscheinlich war keine ungehinderte Verbindung mehr mit dem offenen Meere vorhanden. Die Tierwelt stirbt unter den veränderten Verhältnissen (Veränderung des Salzgehaltes, der Temperatur usw.) größtenteils ab. Die Weichteile erfüllen das Wasser mit ihren Verwesungsstoffen. In der Hauptsache entstehen bei der Verwesung neben Wasser flüchtige Stoffe, wie Ammoniak und Kohlensäure. Die phosphorsauren Salze bilden mit dem reichlich vorhandenen kohlensauren Kalk Calciumphosphat als das schwerstlösliche Salz. Die freigelegten, bereits phosphorsäurehaltigen Versteinerungen nehmen auf diese Weise durch Verdrängung von Kohlensäure weitere Phosphorsäure auf. Auch reine Kalkknollen werden von der Oberfläche ausgehend pseudomorphosiert. Ja, in den höheren Schichten scheidet sich infolge weiterer Einengung unmittelbar phosphorsaurer Kalk auf der Oberfläche der Knollen ab, die den Knollen aufgewachsenen Austern werden randlich davon überwuchert. Leere Schalen werden von Phosphoritschlamm erfüllt, die Schalen erweicht und z. T. aufgelöst.[1] Wo eine Strömung diese halbfesten Steinkerne erfaßte, wurden sie gerollt und erhielten Eindrücke. Manche wurden auch wieder von Schmarotzern besetzt, die es anscheinend am längsten unter den veränderten Bedingungen aushielten. (Vergl. die Lagune von Cette, wo u. a. auch reichlich Austern und Serpeln gedeihen, zitiert in **5**, 1916.)

Es ist die gleiche Zeit der Stagnation, die anderswo in etwas tieferem Wasser den Ölschiefer des Lias α geliefert hat.

[1]) Über die Möglichkeit einer raschen Steinkernbildung vergl. S. 127.

Endlich bringen epeirogenetische Bewegungen[1]) neues Leben. Die wieder belebte Erosion auf dem Festlande (Ardenneninsel) liefert mächtige, sandige Tonmassen (fossilarmer β-Ton). Die Verbindung mit dem offenen Meere bildet sich wieder und bringt eine neue Tierwelt (besonders *Gryphaea obliqua)*, die sich zunächst mit der bereits fossil gewordenen Fauna des Phosphorits mischt, dann aber allein die Herrschaft übernimmt.

Im Oberen Lias sind die Verhältnisse ähnlich. Die Unterlage der Phosphoritschichten bilden die bituminösen Posidonienschiefer. Schlammabsätze eines schlecht durchlüfteten Meeresteils unterhalb des Wellenbereiches. Nach oben macht das massenhafte Auftreten von Fucoiden eine Hebung bis in die Region des Pflanzenwuchses bemerkbar, die schließlich soweit führt, daß die dem Schlamm eingelagerten großen Kalklaibe frei gespült und von Bohrmuscheln angebohrt werden. Daneben wird die Oberfläche der Knollen chemisch angegriffen. (Daß diese Knollen ursprünglich wirklich im Sediment drinnen staken, geht daraus hervor, daß die Schichtung durch sie hindurchsetzt, sie sind also nur verhärtete Ausschnitte der Schichten.) Eine abermalige geringe Senkung läßt tonige Mergel zum Absatz kommen mit zahlreichen, nach oben sich mehrenden Versteinerungen. In dem an organischen Stoffen reichen Wasser kann wiederum, wie in dem früheren Fall, eine Absorption von phosphorsaurem Kalk durch die verwesenden Tierkörper (phosp. Wohnkammern des *A. bifrons!*) stattfinden.

Das Auftreten der Crassuskalkbank e ist örtlich beschränkt und unterbricht diesen Vorgang nicht wesentlich. An der Mosel wie im Elsaß finden sich nur vereinzelte Spuren dieses Ammoniten. Erst in größerer Entfernung (Maçon, Schwaben) ist die Zone besser entwickelt. In Lothringen tritt bald eine neue Fauna an Stelle der Coeloceraten. Der häufige Wechsel der Tiergemeinschaften ist auf die Verhältnisse des Flachwassers zurückzuführen, das auf äußere Einflüsse besonders stark reagiert. Die anhaltenden Veränderungen bringen wiederum ein Absterben großer Tier-

[1]) **104**, S. 56, Note 16.

massen mit sich. Neben den jetzt noch nachweisbaren Resten muß wohl besonders an das Plankton gedacht werden, das insbesondere gegen Temperaturwechsel sehr empfindlich ist. So reichert sich das Wasser wieder mit Phosphaten an, die nicht bloß die noch erhaltenen Ammonitenweichkörper durchtränken, sondern auch durch den Sipho oder durch Risse in die äußeren Luftkammern eindringen, und die endlich in Strandnähe zur unmittelbaren anorganischen Ausscheidung von Phosphat-Oolith führen. Wahrscheinlich war durch Abschnürung vom Meere eine Anreicherung an phosphorsaurem Kalk bis zur Löslichkeitsgrenze möglich. (Sudry hat (5, 1916, S. 153) ein phosphorsäurehaltiges Lagunensediment von der Mittelmeerküste bei Cètte beschrieben, mit dem wir vielleicht unsere Schichten vergleichen dürfen. Die Lagune enthält reiches Tierleben, u. a. viele Austern und Serpeln. Wenn diese Tiere alle absterben[1]), muß ein noch größerer Gehalt an Phosphorsäure in dem Sediment entstehen.) Die Oolithkörner werden in manche zerbrochene Schalen (z. B. in Luftkammern von Ammoniten, auch in manche Wohnkammern, ferner in Belemnitenalveolen) eingeschwemmt, sie kleben auch manchmal, durch Phosphoritsubstanz knollig verbacken, außen an den Schalen, besonders am Nabel der Ammonitengehäuse, fest. In unverletzten Luftkammern finden sie sich nicht.

Durch dieses Sediment muß später einmal, vielleicht durch eine Überflutung der vom Meere trennenden Barre, eine starke Wasserbewegung hindurchgespült haben. Der Schlamm wurde fortgeschwemmt, die schweren Phosphate durcheinander geworfen, z. T. zerbrochen. Die Schalen wurden bis auf kleine Reste von den Steinkernen abgescheuert oder abgelöst, letztere z. T. kantengerundet. Weichere Partieen der Steinkerne werden herausgespült, einzelne Belemnitenrostra oberflächlich angeätzt, ebenso die bei Arrich freigelegten Kalkknollen mit den Bohrlöchern. Die Belemnitenphragmocone werden von den Rostren gelöst, manchmal in die einzelnen Segmente zerlegt. So unvermittelt, wie diese Wasser-

[1]) In den Lagunen der Adria wird manchmal im Sommer durch Überhitzung des Wassers ein Fischsterben veranlaßt (Cori).

bewegung eintrat, so rasch verschwand sie auch wieder, nirgends wurden Phosphorite zu rundlichen Geschieben abgeschliffen. Vereinzelte Serpeln, kleine, sessile Muscheln, Korallen siedelten sich auf den freigelegten Steinkernen an. Die Oolithbildung ging weiter, und eine nicht durch Schlammzufuhr gestörte Zeit lieferte schließlich aus noch mehr eingeengter Lösung das phosphoritische Bindemittel, das die oberste Oolithlage umschließt.

Mit erneuter Schlammzufuhr beginnt von neuem eine Senkung des Meeresbodens. Die Phosphoritbildung beschränkt sich wieder (wie zuunterst in Schicht f) auf die Ammonitenwohnkammern und verschwindet nach oben schließlich ganz.

Benutzte Literatur[1].

1. AMMON, L. v., Kleiner geologischer Führer durch einige Teile der Fränkischen Alb. 1899.
2. ANDERSSON, M. G. und N. SAHLBOM, Über den Fluorgehalt schwedischer Phosphorite. Bull. of the geol Institute of the university of Upsala, IV, 1900, S. 79.
3. ANDRÉE, K., Bemerkungen über den Rogenstein des Buntsandsteins und über Oolithe. Monatsber. d. Deutsch. Geol. ges. 1908, Nr. 6.
4. —, Die Diagenese der Sedimente usw. Geolog. Rundschau II, 3. 1911.
5. —, Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geolog. Rundschau 1912, S. 324; 1916, S. 124; 1916, S. 301; 1917, S. 36 ff.
6. —, Über Vorkommen und Herkunft des Schwerspats am Meeresboden. Centralb. f. Min. usw. 1918, Nr. 9 und 10.
7. AUTHELIN, C., Sur le Toarcien de la région comprise entre Sion et Bourmont. Bull. des séances de la soc. des sciences de Nancy, IIIe série, tome II, S. 1 (1901).
8. BARROIS, Ch., Le terrain crétacé des Ardennes. Annales de la Soc. géol. du nord, 1878, S. 227 ff.
9. BENECKE, E. W., Beiträge zur Kenntnis des Jura in Deutsch-Lothringen. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, neue Folge, Heft 1, 1898.
10. —, Die Versteinerungen der Eisenformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. Abhandl. znr geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, neue Folge, Heft 6, 1905.
11. BISCHOF, G., Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. 1864.

[1]) Im Text durch die Nummern dieses Verzeichnisses zitiert.

12. Bleicher, G. M., Guide du géologue en Lorraine. Paris 1887.
13. —, Sur la structure microscopique des roches phosphatés du Dekma, Constantine. Comptes-rendus CXII, S. 1022. 1892.
14. —, Sur le gisement et la structure des nodules phosphatés du lias de Lorraine. Bull. de la soc. géol. de France 20, 1892.
15. Boguslawsky-Krümmel, Handbuch der Ozeanographie. 2. Aufl. 1907.
16. Braconnier, M. A., Description géologique et agronomique des terrains de Meurthe-et-Moselle. Paris-Nancy, 1883.
17. Branco, W., Der untere Dogger Deutsch-Lothringens. Abhandl. d. Geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen, II, Heft 1. 1879.
18. Brandes, Th., Die faciellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Erzgebirge. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilage-Band 33, 1912, S. 325.
19. Bräuhäuser, M., Über Vorkommen von Phosphorsäure im Buntsandstein und Wellengebirge des östlichen Schwarzwaldes. Mitt. d. geol. Abteilung des württ. Stat. Landesamts. 1907.
20. Bruhns, W., Die nutzbaren Gesteine und Mineralien im deutschen Reich. Berlin 1906.
21. Carnot, A., Sur les variations observées dans la composition des apatites ect. Ann. des mines, tome X, S. 137 ff. Paris 1896.
22. Cayeux, M. L., Contributions à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Annales de la soc. géol. du nord, 1897, tome XXVI, S. 168 ff.
23. Cayeux, M. L., Mémoire sur la »craie grise« du nord de la France. Ann. de la soc. géol. du nord, t. XVII, S. 105, 1889/90.
24. Collet, L. W., Les concrétions phosphatées de l'Agulhas-Bank. Proceedings of the Royal society of Edinburgh. XXV, S. 862 ff. 1905.
25. —, Les dépots marins. Mémoires de la société de physique et d'histoire naturelle de Genève. Vol. 35, 1908.
26. Cori, Der Naturfreund am Strande der Adria usw. 1910.
27. Cornet, J., Sur les facies de la craie phosphatée de Ciply. Annales de la soc. géol. de Belgique, t. XXXII, 1905 (mémoires).
28. —, Sur un phosphate riche dérivé du tufeau maestrichtien de Saint-Symphorien. Ebenda, t. XXIX, 1902 (mémoires).
29. —, Sur un cas d'enrichissement primitive de la craie phosphatée de Ciply autour d'un tronc d'arbre lignifié. Ebenda, t. XL, 1913 (bulletin).
30. Credner, H., Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns und die norddeutschen Phosphoritzonen. Abh. d. sächs. Ges. d. Wiss. 1895, Bd. XXII.
31. Dacqué, E., Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915.
32. Dall, Notes on the miocene and pliocene of gay head, Martha's Vineyard, Mass., and on the landphosphate of the Ashley river district, South Carolina. (Amer. Journ. of science, 3. series, 48. 1894, 296.)
33. Dammer, B. und O. Tietze, Die nutzbaren Mineralien usw. Stuttgart 1913/14.

34. Darton, N. H., Notes on the geology of the Florida phospate deposits. Amer. Journ. of science (3). XLI, 1891, S. 103.
35. Deecke, W., Geologie von Baden. Berlin 1916.
36. —, Paläontologische Betrachtungen:
II. (Zweischaler): Neues Jahrb. f. Mineralog. usw. 1913, Beil.-Band 35, S. 352.
III. (Echinoiden): Geol. Zentralblatt 1913, S. 498.
V. (Korallen): Neues Jahrb. 1913, 2, S. 183.
VI. (Foraminiferen): Ebenda 1914, 2, S. 21.
VIII. (Crinoiden): Ebenda 1915, 2, S. 1.
37. —, Faciesstudien über europäische Sedimente. Berichte d. naturforsch. Ges. Freiburg i. B., Bd. XX, S. 1. 1913.
38. —, Über Meerestransgressionen und sich daran anknüpfende Fragen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916, S. 360.
39. —, Die phosphoritführenden Schichten Bornholms. Mitt. d. nat. Vereins f. Vorpommern und Rügen. XXIX, 1897.
40. Deffner und Fraas, Die Juraversenkung bei Langenbrücken. 1859.
41. Denckmann, A., Über die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Dörnten nördlich Goslar usw. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Bd. VIII, 2, 1887.
42. —, Studien im deutschen Lias. Dieses Jahrb. 1892, S. 98.
43. Engel, Th., Über Pseudoschmarotzer auf unsern Petrefakten. Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, Bd. 51, 1895, S. LXXXI.
44. —, Über den Erhaltungszustand der Ammoniten im schwäbischen Jura. Ebenda, Bd. 55, 1899, S. 101.
45. —, Geognostischer Wegweiser durch Württemberg, 3. Aufl., 1908.
46. —, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringen. 1887.
47. Fischer, E., In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet? Jahreshefte d. Ver. f. vat. Naturkunde in Württemberg. 1912.
48. Fischer, H., Beiträge zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Geognost. Jahreshefte für 1908, München 1909.
49. —, Experimentelle Studien über die Entstehung der Sedimentgesteine. Monatsber. d. Deutschen Geolog. Gesellschaft 1910, 3.
50. Fraas, E., *Loliginites Zitteli* E. Fr. Jahreshefte des Vereines f. vaterländ. Naturkunde in Württemberg, 45. Jahrg., 1889, S. 217.
51. Fraas, O., Geognostische Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern. Stuttgart 1882.
52. Gruner, L., Über das Vorkommen von Phosphatknollen a. d. Perte du Rhone. Bull. soc. géol. de France, t. 28, S. 62. Referat: Neues Jahrbuch f. Min. 1871, S. 940.
53. Gaub, Fr., Die jurassischen Oolithe der schwäbischen Alb. Kokens geol. und pal. Abhandl. 9 (13), Heft 1, 1910/11.

54. Geinitz, E., Die sog. Koprolithlager von Helmstedt, Büddenstedt und Schlewecke bei Harzburg. Abh. d. Gesellschaft »Isis«, Dresden 1883 I, S. 3, V, S. 37 und 105 ff.

Gosselet. Sehr zahlreiche Arbeiten. Vergl. Annales de la soc. géol. du nord,

55. Jahrgang 1893, S. 2 (Phosphat von Templeux, Buire).
56. » 1893, S. 149 (Fresnoy-le-grand).
57. » 1893, S. 346 (Sénercy).
58. » 1896, S. 109 (Hem-Monacu, Etaves, Ponthieu).
59. » 1898, S. 16 (Haravesnes).
60. » 1899, S. 155 (Über den »tun« von Lille).
61. » 1900, S. 65 (Roisel).
62. » 1901, S. 208 (Faltenbildung i. d. Kreide, Profile).
63. » 1902, S. 44 (Étaves).
64. » 1902, S. 249 (Crécy, Ponthieu, Auxy-aux-bois).
65. » 1906, S. 125 (Courçelles, Auby).
66. de Grossouvre, Études sur les gisements de phosphate de chaux du centre de la France. Annales des mines 1885, S. 361.
67. Gümbel, W. v., Geognost. Beschreibung des Königreichs Bayern, Bd. I. Bd. IV.
68. —, Phosphorsaurer Kalk im Jura von Franken. Jahrbuch der k. k. Reichsanstalt 1865, S. 10.
69. Hammarsten, O., Lehrbuch der physiologischen Chemie. Wiesbaden 1907.
70. W. Harvey Mc. Nairn, On the origin of the Canadian Apatites. Transactions of the Canadian Institute 8, 1910, S. 495 ff.
71. Hayes, Ch. W., The Tennessee-phosphates. 16./17. ann. report of the U. S. geological survey. Washington 1897.
72. Heberle, W., Vorkommen und Entstehung von Phosphoriten der subhercynen Kreidemulde. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1914, S. 323 ff.
73. Helm, O., Über die in Westpreußen usw. vorkommenden Phosphoritknollen und ihre chemischen Bestandteile. Schriften der Naturforsch. Gesellschaft in Danzig, neue Folge, Bd. VI, Heft II, S. 240.
74. Herde, J., Über die Phosphoritknollen im Schwäbischen Jura und die Bildung der phosphorsäurereichen Geoden. Kiel 1887.
75. Heyer, G., Forstliche Bodenkunde. Erlangen 1856.
76. Janensch, W., Die Jurensisschichten des Elsaß. Abhandl. d. geol. Landesanstalt von Els.-Loth. N. F., Bd. V, 1902.
77. Joly, H., Géographie physique de la Lorraine. Nancy 1911.
78. Issler, A., Beiträge zur Stratigraphie und Mikrofauna des Lias in Schwaben. Paläontographica, Bd. 55, 1908/09.
79. Kalkowsky, E., Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1908.
80. Klüpfel, W., Über die Phosphorite des Oberen Lias in der Gegend von Delme. Mitteil. der philomatischen Gesellschaft. Straßburg 1909.

81. Klüpfel, W., Zur Kenntnis des Lothringer Bathonien. Geolog. Rundschau VII, 1916, S. 10.
82. —, Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geolog. Rundschau VII, Heft 3/4, 1916.
83. —, Über den Lothringer Jura. Dieses Jahrbuch, 1918, II, S. 165 ff.
84. Kruft, L., Die Phosphoritführung des vogtländischen Obersilur und die Verbreitung des Phosphorits im Altpaläozoikum Europas. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1902, Beilage-Band 25.
85. de Lapparent, A.. Traité de géologie. 4. Aufl. Paris 1900.
86. —, La formation de la craie phosphatée en Picardie. Revue générale des sciences ect, 1891, Nr. 12.
87. Lasne, H., Sur le terrain phosphaté des environs de Doullens. Bull. de la soc. géol. de France XX, 1892.
88. Lehder, J., Die Phosphatkonkretionen des Untersten Culms in Ostthüringen und dem Vogtland. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1906, Beil. Bd. XXII, S. 48 ff.
89. Leuze, Die Versteinerungs- und Vererzungsmittel der schwäbischen Petrefakten. Jahresh. d. Ver. f. vaterländ. Naturkunde in Württ. 1889, S. 40.
90. Liesegang, R. E., Geologische Diffusionen. 1913.
91. Link, G., Über die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Jenaer Zeitschr. f. Naturk., Bd. 45, 1909.
92. —, Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1903, Beil., Bd. XVI, S. 495.
93. Linstow, O. v., Über Mucronatensandstein mit aufgearbeiteten Senonphosphoriten und die Regression des Obersenons. Dieses Jahrb. 34. Bd., 1913, I, S. 174 ff.
94. Ludwig, Das Wachsen der Steine. Darmstadt 1853.
95. Méchin, A., Sur un cirripède nouveau du Charmouthien. Bull. de la société des sciences, Nancy 01.
96. Mercy, N., Remarques sur le gîtes de phosphate de chaux de la Picardie. Bull. de la soc. géol. de France, Bd. 19, 1890/91, S. 854.
97. Meunier, St., Théorie des phosphates sédimentaires. Ann. agronomiques 23, 1897. Ref. N. Jahrb. f. Min. 1898, II, S. 265.
98. Munier-Chalmas, L'origine des phosphates de la Somme et à la formation de la craie. Bull. de la soc. géol. de France, Bd. 20, S. XLVII, 1892.
99. Murrey u. Renard, Report on deap-sea deposits. London 1891. Ref. N. Jahrb. 1893, II, S. 281.
100. Nègre, G., Note sur les gisements de phosphate de Beauval. Ann. de la soc. géol. du Nord, t. XLI, S. 235. 1912.
101. Nivoit, Acide phosphorique du terrain de transition et lias des Ardennes. Bull. soc. géol. France, 3. série, t. VIII, 1879/80.

102. Penrose, R. A. F., Nature and origin of deposits of phosphate of lime. U. S. geol. Survey, Bull. 46, 1888.
103. Philippi, E., Vorlesungen, bearbeitet v. O. Marschall. Jena 1912. S. 66 ff.: Sedimente der Gegenwart. Ebenda S. 101: Das Klima der Vorwelt.
104. Pompeckj, J., F., Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte Stuttgart 1914.
105. Quenstedt, A. Fr., Der Jura. Tüb. 1858.
106. Rabelle, Observations géologiques aux environs de Ribémont etc. Annales de la Soc. géol. du Nord, XXXI, 1902, S. 45.
107. Reis, O., Über eine Art Fossilisation der Muskulatur. Mitt. d. Gesellsch. f. Morphologie u. Physiologie in München. 1890.
108. Renard, A. F. und J. Cornet, Recherches micrographiques sur la nature et l'origine des roches phosphatées. Bull. de l'academie royale des sciences. Bruxelles 1891, S. 126.
109. Reuter, L., Die Ausbildung des Oberen braunen Jura im nördl. Teile der fränkischen Alb. Geognost. Jahreshefte für 1907, 20. Jahrg. München 1908.
110. —, Der Obere braune Jura am Leyerberg bei Erlangen. Sitzungsber. d. phys.-med. Sozietät. Erlangen 1901.
111. Roth, J., Allg. u. chemische Geologie. Berlin 1879/93.
112. Roussel, J., Sur la mode de formation du phosphate tricalcique d'Algérie et de Tunisie. Comptes-rendus 151, 1910, S. 600—602.
113. Safford, J. M., Horizons of phosphate rock in Tennessee. Bull. Geol. Soc. Amer. 13, 1902, S. 14.
114. Schalch, F., Erläuterungen zu Blatt Bonndorf.
114a. —, Die Gliederung der Liasformation des Donau-Rheinzuges. Stuttg. 1880.
115. Schiradin, J., Der Obere Lias von Barr-Heiligenstein. Mitt. d. geol. Landesanst. v. Els.-Lothr. VIII, 3, 1914.
116. Stelzner, A. W.. und Bergeat, A., Die Erzlagerstätten I. Lpz. 04.
117. Stolley, E., Über den Oberen Lias und den Unteren Dogger Norddeutschlands. N. Jahrb. f. Min. usw. 1909. Beil. Bd. XXVIII.
118. —, Die Kreide Schleswig-Holsteins. Kiel u. Leipzig, 1892.
119. Stuber, J. A., Die obere Abteilung des Unteren Lias. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. Bd. V, Heft 2, 1893.
120. Stutzer, O., Die wichtigsten Lagerstätten der Nichterze. 1911.
121. Thomas, P., Gisements de phosphate de chaux des hauts-plateaux de la Tunisie. Bull. soc. géol. France, t. XIX, 1891, S. 370 ff.
122. Tschirwinsky, W., Zur Frage über die mineralogische Natur der russischen Phosphate. Ref. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1911, II.
123. Vater, H., Das Alter der Phosphoritlager der Helmstädter Mulde. Zeitschr. d. Deutschen geolog. Ges. 1897, S. 628.
124. Walther, J., Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 3 Bände, Jena 1893/94.

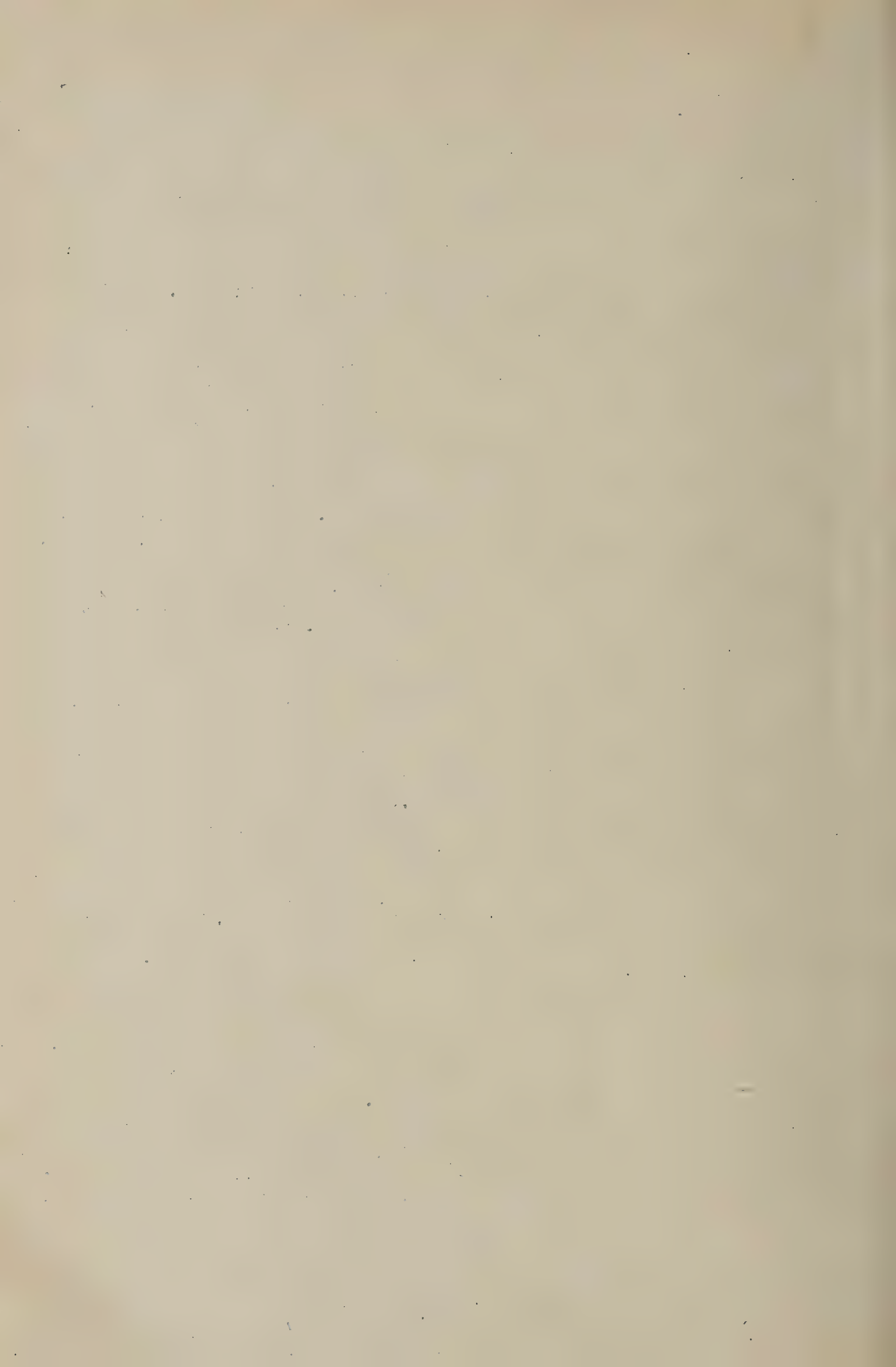
125. Walther, J., Über die Lebensweise fossiler Meerestiere. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1897, 2.
126. Werveke, L. van, Die Phosphoritzone an der Grenze von Lias α und β in der Umgebung von Delme in Lothringen. Mitt. d. geol. Landesanstalt v. Els.-Lothr. Bd. V, Heft 4, 1903.
127. —, Profile zur Gliederung des reichsländischen Lias und Doggers. Ebenda, Bd. V, Heft 3, 1901.
128. —, Bericht über geolog. Untersuchungen i. J. 1897. Ebenda, Bd. IV. S. CXLIII.
129. —, Bitumenvorkommen in mesozoischen Schichten des Rheintals. Ebenda VIII, 1, 1913.
130. —, Profil i. d. Schichten mit *A. spinatus* u. im Oberen Lias v. Merzweiler. Ebenda, VI, 1898.
131. —, Die ursprüngl. Umrandung der Trierer und Luxemburger Bucht und die Veränderungen im Lias innerhalb dieser Bucht. Versamml. d. niederrh. geol. Vereins zu Trier, 1910.
132. Wunstorf, W., Die Fauna der Schichten mit *Harpoceras dispansum* Lyc. vom Gallberg bei Salzgitter. Dieses Jahrb., Bd. XXV, 1904.
133. Zakrzewski, Die Grenzschichten des braunen zum weißen Jura in Schwaben. Stuttgart 1886.

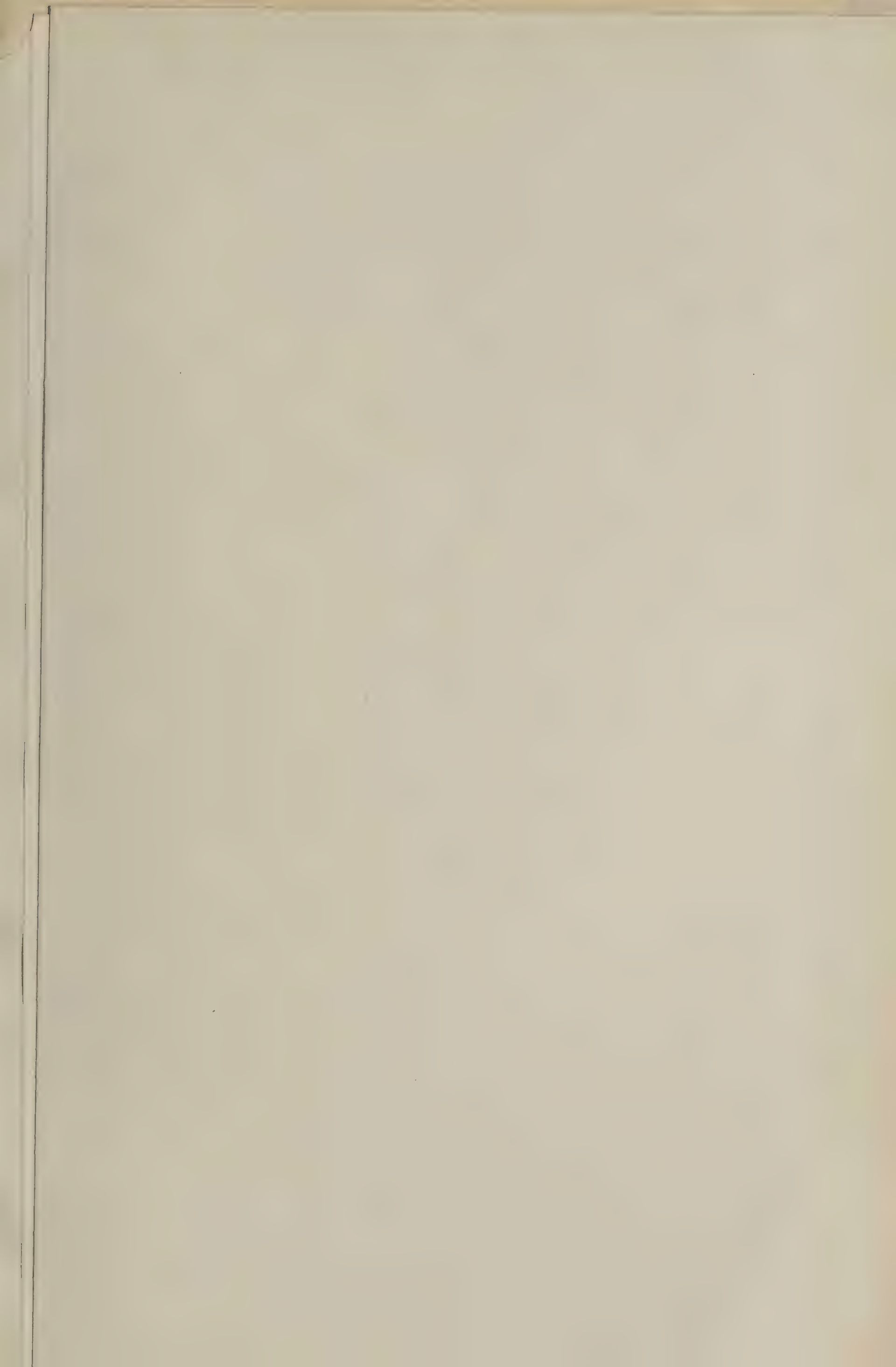
Für weitere Literaturangaben seien außer Dammer und Tietze (**33**), Stelzner-Bergeat (**116**) und Stutzer (**120**) noch genannt:

134. X. Stainier, Bibliographie générale des gisements de phosphates (2e éd.) Annales des mines de Belgique, 1902.
135. Tietze, O., Mitt. über d. Phosphatbau Belgiens. Ztschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen. 1908, S. 485 ff.
136. Fuchs, E. u. de Launay, Traité des gîtes minéraux et metallifères. Paris 1893, Bd I.
137. de Launay, L., Les richesses minérales de l'Afrique. Paris 03, S. 201 ff.

Inhalt.

Druckfertig abgeschlossen den 11. Juli 1919 Druck verfügt am 22. April 1920.





Übersichtskarte der stratigraphischen Bauelemente des Paläozoikums

zwischen Westerwald und Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges.

Bearbeitet von J. Ahlburg.

Maßstab 1:200000.

5 4 3 2 1 0 5 10 15 Km

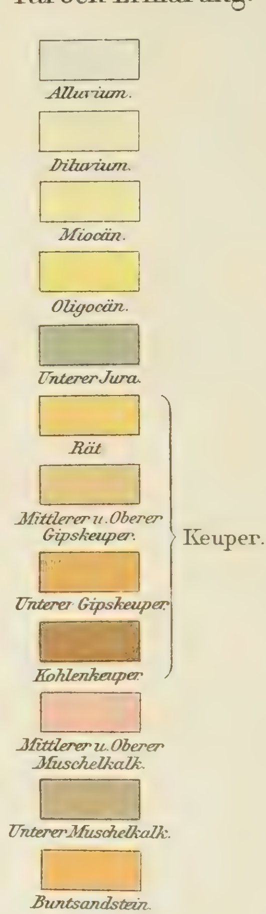
Farben-Erklärung.

- *Tertiar am Ostrand und im Westerwald*
- *Tertiärgrenze in der Lahnmulde*
- *Zechstein u. Buntsandstein am Ostrand des Rhein. Schiefergebirges*
- *Oberkarbonische Gießener Grauwacke*
- *Culm.*
- *Muldenschichten in der Lahnmulde.*
- *Muldenschichten in der Dillmulde.*
- *Gebiet der Horstfacies (γ-Greifensteiner Kalk).*
- *Riffkalke des Ob. Mitteldevons im Horstgebiet südöstl. der Lahnmulde*
- *Mittel- u. Oberdevonische Cephalopodenkalke am Nordrand der Hörre*
- *Rheinisches Unterdevon außerhalb der Mulden.*
- *Hercynisches Unterdevon*
- *Klippenquarzit des Silurs*
- *Überschiebungen*
- *Heutige Grenze transgredierender Gesteine*
- *Verwerfungen*

Berliner Lithographisches Institut, Berlin 35

Geologische Karte des nördlichen Lippischen Berglandes.

Maßstab 1:100 000.



Berliner Lithographisches Institut. Berlin W. 35.

-te von Phosphorit

-üdl. Deutsch-Lothringen.

-dpunkte von Phosphorit im unteren Lias

" " " " Lias ζ

Dogger-Steilrand

Neuburg

Pagny

Mosel

Enschweiler

Landorf

Chsch

Vandières

Villers

Vilcey-sur-Trey

Norroy

Mörchingen

Bensdorf

Conthil

Liedersingen

Unterköcking

-stingen

Hudingen

-hateau-Salins

Duss

Wich

Selle

0

-a-Grande

Fundorte von Phosphorit
im südl. Deutsch-Lothringen.

● Fundpunkte von Phosphorit im unteren Lias
▲ " " " " Lias ζ
Dogger-Steilrand

St. Julian
Siegach
Wallern
Metz
Ars
Pelter
Kurzel
Gaudach
Marleien
Flöringen
Sorbach
Selle
Gorningen
Neuburg
Gr. Prunach
Pontingen
Schersingen
Remelach
Winzersheim
Werningen
Lieheim
Mariellen
Pagny
Arrich
Sillningen
Pommeringen
Bechingen
Enschweiler
Göhn
Buchingen
Luppingen
Mardeningen
Anzen
Landorf
Mosel
Tranach
Champey
Langenheim
Loveningen
Wingert
Solgen
Lesch
Vandières
Baldershofen
Timmenheim
Bouxières
Villers
Kemnat
Unterhofen
Morsweiler
Lixingen
St. Jürgen
Juweiler
Vilcey-sur-Trey
Norroy
Badenhofen
Stiftshof
Wulberg
Delmer Rücken
Hochberg
Mörchingen
Eply
Scholl-hofen
Probsthofen
Bensdorf
Mailly
Thézey
Orn
Pont-à-Mousson
Conthil
Allenhofen
Püschingen
Weiher
Nomeny
Liedersingen
Kranhofen
Delm
Fonteningen
Unterköcking
Lemhofen
Neuheim
Wastingen
Orhofen
Eschen
Mallhofen
Gellshofen
Hudingen
Chateau-Salins
Abenhofen
Gremsich
Duss
Kambrich
Wich
Selle
Les Ervantes
Burthenhofen
Moncel
Bézange-la-Grande

0 5 10 15 km.

Durchlichtungsdruck der Preuß. Geol. Landesanstalt.

Durch die Vertriebsstelle der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin N. 4, Invalidenstraße 44, zu beziehen:

Jahrbuch 1919, Bd. XL:

J. Ahlburg†: Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren. S. 1—82 . . . . . . Mk. 4,00

E. Naumann und **A. Mestwerdt**: Über Gebirgsbau im Lippischen Weserbergland. Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren. S. 83—109 . . . Mk. 2,00

F. Bernauer: Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen. Mit 1 Tafel und 5 Textfiguren. S. 110—199 . . . . . . Mk. 4,00

Buchdruckerei A. W. Schade, Berlin N., Schulzendorfer Straße 26.

Jahrbuch

der

Preufsischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1919.

Band XL, Teil I.

Heft 2.

Berlin.

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N. 4, Invalidenstraße 44.

1920.

Inhalt.

Zur Kenntnis der Petrographie des älteren Palaeozoicums zwischen Albungen und Witzenhausen, besonders des Variolits.

Von Herrn **O. Mügge** in Göttingen.

Zwischen dem Harz und Kellerwald treten Gesteine des vorpermischen Palaeozoicums nur an zwei Stellen an die Oberfläche, nämlich im Werra-Tal zwischen Albungen und Witzenhausen[1]) und etwa 35 km südwestlich davon an der Fulda bei Oberellenbach[2]). In beiden Gebieten machen sich diese Gesteine namentlich gegenüber dem Zechstein durch ihre wenig gegliederten Abhänge bemerklich. Im Werratal verstärken sie dadurch noch die schon so große Mannigfaltigkeit der Bergformen, im Gebiet an der Fulda fällt das von ihnen gebildete kleine Plateau trotz seiner 300 m noch nicht erreichenden Höhe durch seine kümmerliche Vegetation außerordentlich auf: Flechten und Moose und zahlreiche kleine kreisrunde Heidepolster bedecken den Boden, nur Wachholder und wenige verkümmerte Rosenbüsche erheben sich zwischen ihnen.

Die folgenden Mitteilungen beziehen sich wesentlich auf das erste, bei weitem größere und besser aufgeschlossene Gebiet.

Der nach der Auffassung von Moesta ältere Teil der vorpermischen Gesteine besteht hier aus Grauwacken und Grauwackenschiefern von nordöstlichem Streichen und südöstlichem Fal-

[1]) Bl. Witzenhausen und Bl. Allendorf der geolog. Spez.-Karte von Preußen, bearbeitet von Moesta, erläutert von Beyschlag 1886.

[2]) Bl. Altmorschen, aufgenommen von Beyschlag 1891.

len, sie bilden den Hauptteil der Ablagerungen; die jüngeren Gesteine bedecken dagegen nur einen kleinen Teil der Oberfläche in der Nähe von Albungen, namentlich im Höllental und unter dem östlich der Werra ihm gegenüberliegenden Fürstenstein; sie bestehen aus Tonschiefern mit Einlagerungen von Quarziten, Kieselschiefern, Hornsteinen, Kalken und Diabasen. Diese jüngeren Gesteine sollen auch mit den älteren wechsellagern und vielfach Schieferung nach mehreren Flächen zeigen, so daß Streichen und Fallen schwer zu bestimmen sind.

Moesta betont die Ähnlichkeit seiner jüngeren Schiefer mit den Wieder Schiefern des Harzes in petrographischer Hinsicht, wenngleich ihre Einlagerungen weniger mächtig als dort zu sein pflegen. Auch die Diabase bilden solche schichtigen Einlagerungen in den Schiefern, deren Faltungen sie mit erlitten haben Sie sollen meist dicht sein, namentlich sollen körnige, den Harzern ähnliche Gesteine ganz fehlen; u. d. M. wurde Augit nicht mehr gefunden, wohl aber viel Chlorit, wie denn auch die Analyse (wiederholt unter I, S. 213) auf starke Zersetzung schließen ließ. In dem Steinbruch bei der Haltestelle Albungen wurde eine variolitische Varietät beobachtet, hier sollen die Schiefer auch bis mehrere Fuß vom Kontakt adinolartig verändert sein.

Obwohl von organischen Resten nur schlecht erhaltene Calamarien gefunden waren, dagegen keine tierischen Reste, war Moesta geneigt, diese Sedimente mit der Tanner Grauwacke und den Wieder Schiefern des Harzes zu parallelisieren, während Beyschlag die große petrographische Übereinstimmung der Grauwacken im Gebiete der Fulda mit gewissen Culmgrauwacken des Kellerwaldes hervorhob.

1. Die Sedimente.

Die stark gefalteten Schiefer mit ihren Einlagerungen nehmen im Höllental ausschließlich den unteren Teil der Gehänge ein; ihre Schichtung war nirgend so deutlich, daß Streichen und Fallen bestimmt werden konnten; auch am Werraufer unter dem Fürstenstein sind die Aufschlüsse nicht hinreichend, um Schieferung

und Schichtung bei den z. T. starken Faltungen zu unterscheiden. Die Grauwacke erscheint im Höllental über dem Schiefer; sie wechselt im Fallen, das z. B. im großen Steinbruch am Steinberg und sonst im Gelstertal etwa 20° nordwestlich, dagegen im Steinbruch an der Straße Albungen – Allendorf bei km 19,2 fast seiger ist. Im Gelstertal in den durch den Bahnbau zwischen Witzenhausen und Hundelshausen geschaffenen Aufschlüssen wird die Grauwacke diskordant vom Zechstein überlagert. Nun kommt zwar nach MOESTA's Angaben Wechsellagerung von Grauwacke und Schiefer vor, und in der Tat beobachtet man in dem großen Steinbruch am Steinberg und sonst gelegentlich schiefrige Lagen in der sonst großbankigen Grauwacke, indessen sind sie von nur geringer Mächtigkeit und weichen auch in ihrer Zusammensetzung, wie wir sehen werden, von der der Schiefer erheblich ab.

Noch ein anderer Umstand weist auf verschiedenes Alter von Schiefer und Grauwacke und zwar jüngeres Alter der Grauwacke hin: In dem verhältnismäßig großen Verbreitungsgebiet der Grauwacke sowohl an der Werra wie an der Fulda sind nirgend Einlagerungen oder Gänge von Diabas beobachtet, während dem kleinen Schiefergebiet bei Albungen sehr zahlreiche Diabase eingeschaltet sind. Wenn man also die Schiefer mit ihren Einlagerungen den Wieder Schiefern des Harzes vergleicht, wird man die Grauwacke, wie es BEYSCHLAG für das Gebiet an der Fulda schon zu tun geneigt war, zum Culm stellen können. Mit dem jüngeren Alter der Grauwacke gegenüber dem Schiefer stimmt auch ihre mineralogische Zusammensetzung.

a) Die Schiefer.

Die normalen Schiefer sind nahezu dicht, auf den Schieferungsflächen bräunlich bis schwarz; sie fühlen sich nur wenig sandig an, und u. d. M. erscheinen die stärker gefalteten so reich an Sericit, daß der Quarz manchmal erst in der Auslöschungslage der Sericite (die meist optisch parallel orientiert sind) recht deutlich wird. Daneben sind zuweilen noch merkliche Mengen von Eisencarbonat oder statt dessen Brauneisen vorhanden, Spuren

von Turmalin und Zirkon, zuweilen ein wenig Kohle, dagegen fehlt Chlorit. Rutil nicht sicher nachweisbar.

Diese Schiefer sind häufig sehr zierlich gefältelt (was bei den Grauwackenschiefern nie beobachtet wurde), u. d. M. fallen namentlich auch die scharfen Knickungen auf und zwar durch die Veränderung der Orientierung der Sericitblättchen; dies wird (bei Benutzung nur des Polarisators) noch dadurch verstärkt, daß die Absorption auch im hellen Glimmer für Schwingungen parallel der Spaltung erheblich größer ist als senkrecht dazu. Durch die Abtönung der Lichtintensitäten für die Sericite verschiedener Lagerung erscheinen dann Stellen mit zahlreichen Knickungen wie plastische Nachbildungen eines faltenreichen Vorhangs. Zu den Schiefern mit unregelmäßig verlaufenden Knicklinien stehen andere in starkem Gegensatz, die von unregelmäßigen Adern mit Neubildungen sehr feinkörniger Quarze so erfüllt sind, daß sie in Trümer und Trümmer ganz aufgelöst erscheinen.

Kalkeinlagerungen sind sehr verbreitet. Sie sind dicht bis marmorartig, die Kalkspäte bei gröberem Korn meist sehr stark verzwillingt; manchmal sind die Körner linsenförmig und von kleinkörnigem Kalk mit wenig Sericit und Quarz, letzterer in auffallend gut abgerollten und gleichgroßen Körnern, umflasert. Zuweilen findet man 10—15 Durchschnitte roh keilförmiger Individuen um eine mittlere, stärker getrübte Partie centrisch gruppiert, was vielleicht auf organische Reste deutet. Chlorit ist nur selten und spärlich, von anderen Gemengteilen der Grauwacke keine Spur. Dagegen kommen Einschlüsse und Übergänge in die feinkörnigen Schiefer vor, und Ruschelzonen mit von Quarz und Kalk erfüllten Spalten vermitteln gradezu Übergänge auch in Diabas, dessen eckige Trümmer spilitischen Varietäten ähneln, wie sie als Gerölle auch in der Grauwacke angetroffen werden.

Kieselschiefer wurden namentlich an der Straße vom Höllental nach Apterode (Abhang der Höhe 730) beobachtet. Im frischen Bruche dicht, grau oder schwärzlich, Feuerstein ähnlich, erscheinen sie auf der verwitterten Oberfläche heller grau, und hier heben sich die mit Neubildungen erfüllten Spalten wie ein

Geäder unter der Haut ab. Diese Haut erscheint vielfach nicht ganz glatt, sondern namentlich an verletzten Stellen wie aus zarten Schüppchen von etwa 0,3 mm Durchmesser aufgebaut; der Kern dieser Schüppchen scheinen die erst u. d. M. erkennbaren Radiolarien zu sein.

Ihre Schnitte sind u. d. M. vielfach nicht kreisrund sondern elliptisch und liegen in einer Zwischenmasse von innig ineinander verflößten Fasern von Chalcedon, die durch Schüppchen und Körnchen von Sericit und auch wohl von Chlorit, seltener von kohliger Substanz stärker getrübt ist. An manchen Stellen zeigen sich massenhaft jüngere Adern und breitere Trümer reiner hellerer Neubildungen von Chalcedon mit Übergängen in deutliche Aggregate körnigen Quarzes. In diese Zwischenmasse sind hie und da eingesprengt scharf begrenzte Krystalle, die nach Form, Brechung und Doppelbrechung nur Apatit sein können, offenbar Neubildungen, meist mit einer von unbestimmbaren Körnchen dicht erfüllten Randzone. Spärlich sind auch kleine Einsprenglinge von Eisenspat, Pyrit, letzterer verdrängt durch Brauneisen oder blättrige Chamosit-artige Massen, Rutilkörnchen sind selten.

Die auf Radiolarien gedeuteten Durchschnitte (bis 0,3 mm Durchmesser) sind z. T. erfüllt von radialstrahligem Chalcedon (a ‖ der Längsrichtung), der aber meist mehrere exzentrisch gelegene Teil-Sphärolithe bildet; ebenso häufig ist Füllung mit körnigen Chalcedon- und Quarzmassen, die im Mittelpunkt dann grobkörniger werden, selten liegen zwei Kreise konzentrisch ineinander, selten auch zeigt sich eine schmale, ringförmige Zone abweichender Zusammensetzung oder ein Aufbau aus fein radial-strahligen Fasern (c ‖ der Längsrichtung) mit genau konzentrischen Absonderungsschalen. Auch als Spongien-Nadeln deutbare Gebilde sind selten.

Die Schieferung ist in diesen Gesteinen zwar deutlich, aber wenig vollkommen. Wie die Durchschnitte der Radiolarien alle in demselben Sinne (bis zum Verhältnis 1:2 der Durchmesser) elliptisch deformiert sind, so erscheinen vor und hinter den zersetzten Pyritkrystallen in der durch die langen Axen der Ellipsen angezeigten Streckungsrichtung breite Säume anscheinend chlori-

tischer Neubildungen; dabei liegt die Streckungsrichtung annähernd senkrecht zum Verlauf der meisten Klüfte. Stärkere Streckung und Schieferung zeigen Gesteine, welche durch größeren Gehalt an Sericit und Chlorit in der Zwischenmasse der Radiolarien-Durchschnitte und die Seltenheit der letzteren Übergänge in die gewöhnlichen Schiefer vermitteln.

b) Die Grauwacken.

Es sind dies meist mittelkörnige, sandig sich anfühlende, selten ein wenig flasrige Gesteine, graubraun bis grünlich, im Großen bankig, im Handstück meist massig. Konglomeratische Lagen sind selten; in solchen wurden am Eisenbahnanschnitt am Abhang des Schmachteberges im Gelstertal Spuren von Petrefakten[1]) gefunden, die aber eine nähere Bestimmung nicht erlaubten.

Von Mineralen wurden in diesen Grauwacken beobachtet: Quarz, stets nur unregelmäßige Körner ohne deutliche Kennzeichen ihres Ursprungs; Orthoklas, Bruch- und Spaltstücke, zuweilen stark perthitisch, meist stark getrübt durch sericitische und tonige Neubildungen, und, im Gegensatz zum Plagioklas, auch durch Eisenhydrate, zuweilen mit optisch abweichendem Rande; Plagioklas, ebenso reichlich wie Orthoklas, meist frischer, z. T. ebenfalls stark scheckig, wie es für die Einsprenglinge mancher Keratophyre und Quarzkeratophyre charakteristisch ist[2]); Biotit, vielfach chloritisiert oder völlig gebleicht und nur noch schwach doppelbrechend, daneben auch farbloser, stark doppelbrechender Glimmer, also Muscovit, in größeren Blättchen als der Sericit. In kleinen Mengen sind daneben vorhanden: Apatit, Zirkon, Erz, Leucoxen, Turmalin, ?Anatas und selten Rutil (in Körnchen, nicht in Nädelchen). Alle diese Gemengteile erscheinen nur als Trümmer älterer Gesteine und bilden einen Teil des Cementes zwischen den im folgenden genannten Geröllen älterer Gesteine, die, wie sie selbst, noch durch wenig tonige, quarzige und carbonatische Zwischenmasse verkittet werden.

[1]) ?Tentaculiten, Crinoiden, Muschelreste.

[2]) Die nächsten Tuffe dieser Gesteine stehen jetzt im Harz und an der Wölffte westl. Wildungen in etwa 65 km Entfernung an.

Von Gesteinsbruchstücken wurden beobachtet: Quarz-, Orthoklas-, Plagioklas-Gesteine, darunter auch schriftgranitische Verwachsungen; Labradorporphyrit, selten mit größeren Einsprenglingen von Plagioklas in scharfen Krystallen, meist nur kleine, gut abgerollte Stückchen der Grundmasse mit sehr kleinen fluidal geordneten Feldspatmikrolithen, der bisilicatische Gemengteil nicht mehr erkennbar; selten, und nur in den konglomeratischen Grauwacken, Diabas mit gut erhaltenen Plagioklasen, aber völlig zersetzter Augitfüllung bei noch gut erkennbarer diabasischer Struktur; Kieselschiefer genau übereinstimmend mit den den Schiefern eingelagerten; Quarzit und quarzitische Schiefer, vielfach mit etwas Chlorit (z. T. in Helminth-Röllchen); sehr feinkörnige, tonige und z. T. etwas kohlige Schiefer, ähnlich den vorhin beschriebenen; Carbonatgesteine, anscheinend eisenreich, z. T. mit kugeligen, vermutlich auf Organismenreste deutenden Strukturen.

In den seltenen ganz dichten Lagen der Grauwacken (die zugleich etwas gefaltet zu sein pflegen) fehlen Gesteinsstückchen völlig; sie bestehen ausschließlich aus Bruch- und Rollstückchen der oben genannten einzelnen Minerale.

Der im kleinen wenig deutlichen Schichtung und Schieferung entsprechend sind Sericit- und Chloritblättchen, deren Menge nicht unbeträchtlich ist, durchaus regellos gelagert. Daß trotzdem erhebliche Pressungen stattgefunden haben, beweisen die undulöse Auslöschung und die Streifungen der Quarze, die Zerbrechungen und Verbiegungen der Zwillingslamellen der Plagioklase, die starken Fältelungen größerer Glimmerblättchen und Zertrümmerungen der Turmaline. Neubildungen, die auf regionale Metamorphose weisen, fehlen ganz. Hier und da findet man auf von Carbonat und Quarz erfüllten Klüften eigentümlich gitterförmig angeordnete, zwischen gekreuzten Nicols scheckig erscheinende Quarzstückchen, vielleicht Pseudomorphosen nach Baryt, in welchem der Quarz sich auf Spaltrissen nach (110) ansiedelte. Solche Adern von Baryt, die zu starken Gängen anschwellen, findet man öfter (auch in dem Vorkommen von Oberellenbach); abgebaut wird er gegenwärtig am Weidschekopf, wo er auf (001) schöne Fältelung

um [010] = f, infolge Translation längs T = (001) mit t = [100] zeigt[1]).

Im Ganzen weisen die Mineral- und Gesteinsgemengteile der Grauwacken auf zerstörte granitische und gneisige Gesteine und quarzreiche etwas chloritische Sericitschiefer (vom Habitus mancher Taunus-Schiefer); dazu gesellen sich aber gerade in den Gesteinen mit größeren (bis 25 mm) und nur wenig abgerollten Bruchstücken Trümmer solcher Gesteine, welche in unmittelbarer Nachbarschaft, nach meiner Auffassung im Liegenden, anstehen: körniger Diabas, dann diesen Diabasen mindestens sehr nahe stehende Labradorporphyrite, sandig-tonige Schiefer, Kieselschiefer mit Radiolarien und eisenschüssige grobkörnige Kalke[2]).

2. Die Diabase.

a) Körnige. Der in den Felsen am Waldwege südlich der Berka gegenüber dem Wirtshaus zur Frau Holle anstehende Diabas ist, wie alle Vorkommen des Gebietes, zwar schon recht weit zersetzt, läßt aber bei seiner Grobkörnigkeit doch noch Reste von braun-violettem und nahezu farblosem Augit, stark sericitisiertem Plagioklas, zertrümmertem Apatit, ziemlich viel leukoxenisiertes Titaneisen und vielfach auch noch Reste des mit ihm verbundenen Biotits erkennen; auch sieht man spärlich scharf begrenzte von Carbonat, Chlorit und Serpentin erfüllte Durchschnitte, die nach ihrer Form Olivin angehörten, während frischer Olivin allerdings fehlt.

Die Struktur ist diabasisch, indem der Plagioklas überall deutliche, der Augit keine Krystallform hat; es kommen indessen in derartigen Gesteinen zwischen den größeren Feldspatleisten

---

[1]) O. M. Neues Jahrbuch für Min. 1898 I, 151. Nach Mitteilung von Johnsen (Zentralbl. 1918, 265) hat Veit solche Translationen künstlich bewirkt.

[2]) Diese Grauwacken sind demnach nicht unähnlich denen des Oberen Culms im Harze; in diesen findet man aber neben den oben genannten Gesteinen (mit Ausnahme der Kieselschiefer und Carbonatgesteine?) auch Knotenschiefer, vermutlich aus der Kontaktzone des (älteren) Granites, der aus diesen Grauwacken schon von Hoffmann (Karstens und v. Dechens Archiv 1, 129, (1829) angegeben wurde.

(Tafeln) auch Zwickel vor, die von kleinen Feldspaten erfüllt sind, und zwischen denen vermutlich Augit nicht in größeren Individuen (als einheitliche Füllmasse), sondern in kleinen Kryställchen vorhanden war. Ähnlich grobkörnige Gesteine trifft man auch am Berghang nördlich der Straße im Höllental, wo ein bei km 0,7 abgehender Waldweg neue Aufschlüsse geschaffen hat, ebenso im nördlichen Teile des alten Steinbruchs an der Straße Albungen—Allendorf wenig nördlich der Haltestelle Albungen.

Alle diese Gesteine zeigen, obwohl die Plagioklase merklich verbogen sind, keine deutliche Schieferung; dies würde bei der starken Fältelung der umgebenden Schiefer kaum verständlich sein, wenn die Neubildungen von Chlorit und Sericit schon zur Zeit der Pressung vor sich gegangen oder vorhanden gewesen wären. Außer den oben erwähnten Neubildungen findet man auf den zahlreichen die Gesteine durchsetzenden Spältchen auch Plagioklas, anscheinend albitisch, dagegen nicht Hornblende und Epidot.

b) Dichte. An der Grenze zum Schiefer werden die Diabase dicht, an manchen Stellen etwas mandelsteinartig. Mikroskopisch fallen diese dichten Gesteine zunächst auf durch größere, wenn auch nicht sehr zahlreiche Einsprenglinge mit den charakteristischen Formen des Olivins, namentlich auch in spießigen Wachstumsformen, die offenbar große Einschlüsse von Glas- oder Grundmasse beherbergten; sie sind völlig wie oben pseudomorphosiert und heben sich von der Grundmasse daher nicht hinreichend ab, um noch makroskopisch erkannt werden zu können. Neben diesen mikroskopisch größeren Einsprenglingen gehören zum Olivin offenbar aber auch sehr zahlreiche ebenso völlig pseudomorphosierte doppeltgablige Längsschnitte und ebenso Querschnitte von der Form abgestumpfter Rhomben mit zentralem Grundmasse-Einschluß, die durch alle Übergänge mit den größeren verbunden sind.

Diese großen und kleinen Einsprenglinge, die keinerlei gesetzmäßige Lage zueinander erkennen lassen, liegen in einer Grundmasse, welche besteht aus: 1. Wirr gruppierten besenförmigen Faserbüscheln (aufzufassen als Querschnitte von dünnen

Tafeln!), die nur selten noch deutlich polarisieren und trüb bräunlichgrau durchscheinen; nach Brechung und Doppelbrechung handelt es sich um Plagioklas. 2. Aus einer den Untergrund der eng gedrängten Fasern bildenden Zwischenmasse, die natürlich auch in Streifen erscheint; sie zeigt nur hier und da noch deutliche ziemlich kräftige Doppelbrechung von felderweise gleicher Stärke und gleicher, wenn auch wenig scharfer Auslöschung. Ich halte diese Zwischenmasse danach für Augit, die ganze Struktur für eine höchst feinkörnige Wiederholung der Struktur der grobkörnigen Diabase, nämlich der Plagiaklastafeln mit (wenig jüngerem) Füllsel von Augit. In den Grundmasse-Einschlüssen einiger der größeren Olivin-Einsprenglinge kann man diese Struktur auch noch erkennen. Gegenüber den »körnigen« Diabasen, die nur wenig Olivin führen, sind diese Grenzformen also durch Olivin mikroporphyrisch.

Erze und andere Nebengemengteile (Biotit, Apatit) wurden nicht beobachtet[1]); ihre Ausscheidung scheint hier durch die schnelle Erstarrung ebenso verhindert zu sein wie die Wiederauflösung des gegenüber den körnigen Gesteinen so reichlich vorhandenen Olivins, von der sich allerdings deutliche Anfänge in der Korrosion der Wachstumsformen bemerklich machen. Die Erstarrung scheint gleichwohl holokrystallin gewesen zu sein. Auf der innigen Durchwachsung von Augit und Plagioklas der Grundmasse scheint die große Zähigkeit dieser Gesteine zu beruhen, die sich noch mehr bemerklich machen würde, wenn sie nicht von zahllosen Klüften durchzogen würden, auf denen sich Neubildungen derselben Art wie oben erwähnt angesiedelt haben. Sie haben an vielen Stellen natürlich auch den Bau der Grundmasse völlig unkenntlich gemacht.

c) Variolite wurden nur in dem schon von Moesta angegebenen, jetzt ganz verfallenen Steinbruch bei km 21,1 der Straße

---

[1]) Daß die Erze und Apatit keineswegs stets die ältesten Ausscheidungen basischer Schmelzflüsse sind, erkennt man an manchen basaltischen Gläsern, die ganz frei davon sind, aber zahlreiche Kryställchen von Olivin, Plagioklas und Augit enthalten.

Albungen—Allendorf, und zwar nur im südlichen Teil an der oberen Grenze des Diabases gefunden. Die Variolen haben 1—20 mm Durchmesser und heben sich makroskopisch grünlichgrau von ihrer grünschwarzen Zwischenmasse ab, manche zeigen wenig scharf begrenzte ringförmige, nach außen heller werdende Zonen. Das Mengenverhältnis zwischen Variolen und Zwischenmasse schwankt vom Erscheinen vereinzelter Variolen bis zum Zusammenballen zahlreicher zu formlosen Massen, die sich nicht von den oben beschriebenen dichten Diabasen unterscheiden. Längs Klüften verlaufen stärker zersetzte und dann auch wohl etwas geschieferte Partieen, in denen die Variolen ein wenig elliptisch deformiert sind.

Hinsichtlich der Zusammensetzung und Struktur weichen die Variolen von den dichten Diabasen nicht merklich ab; im besonderen sind die oben als Feldspat gedeuteten, zu besenförmigen Bündeln vereinigten Fasern (Tafeln) zwar innerhalb des einzelnen Bündels konzentrisch-strahlig bis annähernd parallel gelagert, die Bündel selbst aber, von denen sehr zahlreiche eine einzelne Variole aufbauen, zeigen keinerlei Regelmäßigkeit der Anordnung, weder zueinander, noch zum Mittelpunkt der Variole, ebenso wenig wie in den nicht variolitischen dichten Diabasen. Die Bündel sind aber im ganzen wohl noch feiner struiert, auch größere Olivineinsprenglinge seltener als dort. Die kleinen gegabelten Olivineinsprenglinge erscheinen ebenso massenhaft wie dort, ohne Unterschied innerhalb und außerhalb der Variolen; auch setzen seine einzelnen Kryställchen über die mikroskopisch ganz scharfe, wenn auch wenig ganzrandige Grenze zwischen den Variolen und ihrer Zwischenmasse fort, während von der Struktur der Grundmasse zwischen den Olivingäbelchen außerhalb der Variolen (in ihrer Zwischenmasse), nichts zu sehen ist.

Diese dunkle Zwischenmasse bestand anscheinend ganz aus basischem Glas, das jetzt in ein Gemenge graubrauner Klümpchen von Serpentin + Chlorit + Carbonat + feinen unbestimmbaren Körnchen zersetzt ist, und denselben kleinen Olivineinsprenglingen wie innerhalb der Variolen. Es ähnelt im ganzen

den Zersetzungsprodukten der Augite in den körnigen Diabasen, ist aber wohl carbonatreicher. Von der Bündelstruktur der Variolen findet man keine Spur.

Die Variolen erinnern offenbar an die sphärolithischen Bildungen der sauren Eruptivgesteine, mit denen sie ja die Form auch teilen; sie unterscheiden sich von ihnen der Struktur nach dadurch, daß bei ihnen das Zentrum, von dem die Krystallisation ausging, im Aufbau der Variole nicht erkennbar ist, obwohl ja die Kugelform auf das Vorhandensein eines solchen Zentrums ebenso deutlich wie bei den Sphärolithen der sauren Gesteine hinweist.

Die Ursache liegt offenbar in der Gegenwart der zahlreichen kleinen Einsprenglinge von Olivin innerhalb jeder Variole und der fast gleichzeitigen Ausscheidung von Plagioklas und Augit in ihnen. Schon gleich nach Beginn der Ausscheidung der ersten Feldspatfasern[1]) verhinderten die Olivine das ungestörte gleichmäßige Wachstum dieser Keime nach allen Seiten, indem diese Fasern an ihnen Ablenkungen und auch wohl Zerbrechungen erfuhren, sodaß dadurch neue Krystallisationszentren geschaffen wurden, und statt eines einzigen großen, allseitig ausgebildeten Sphärolithen zahlreiche kleine Teil-Sphärolithe, eben die erwähnten Faserbündel, entstanden. Diese störenden Wirkungen wurden noch verstärkt durch die sehr bald infolge Übersättigung in der Nähe der ausgeschiedenen Feldspate einsetzende Krystallisation auch des Augits, der das freie Wachstum der Feldspatkeime nach allen Seiten ebenfalls beeinträchtigte.

Da aber alle diese die Entwicklung radialstrahliger Feldspatsphärolithe störenden Umstände sich nach allen Seiten rings um den ersten Feldspatkeim gleichmäßig bemerkbar machten (denn die Olivingäbelchen sind regellos gleichmäßig verteilt), gestaltete sich dennoch die Grenze zwischen dem um den ersten Keim krystallin gewordenen und dem noch flüssigen Teil der Schmelzmasse in jedem Augenblick annähernd kuglig und war es auch noch in dem Augenblick, wo die zu groß gewordene

[1]) Tafeln, die im Durchschnitt als Fasern erscheinen.

Unterkühlung der weiteren Krystallisation von Feldspat und Augit ein Ende machte[1]). So kommt es, daß diese »Variolen« den Sphärolithen der sauren Ergußgesteine, deren regelmäßig zentrifugales Wachstum nicht durch das Vorhandensein zahlreicher kleiner älterer Einsprenglinge behindert war, als kuglige Wachstumsformen von Faser-(Tafel-)Aggregaten ohne regelmäßigen Bau gegenüberstehen[2]).

Die chemische Analyse der Variolen ergab die Zahlen

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	45,81	48,42	39,50	72,68
TiO_2	0,70	1,12	1,38	0,53
Al_2O_3	14,92	18,78	16,43	9,60
Fe_2O_3	1,99	1,50	3,51	2,73
FeO	6,52	5,93	11,23	3,05
MnO	—	nicht	bestimmt	—
CaO	9,32	4,05	2,42	1,69
MgO	7,62	6,67	12,63	3,81
K_2O	0,31	1,18	1,26	2,41
Na_2O	4,54	5,44	0,90	0,49
H_2O	4,11	3,63	8,83	2,65
CO_2	3,88	3,24	1,91	0,48
P_2O_5	0,11	0,14	0,15	0,15
SO_3	0,06	0,07	0,08	0,12
	99,89	100,17	100,23	100,39

I. Diabas. Erläuterungen zu Blatt Allendorf S. 11 nach Moesta.

II. Variolen des Variolits von km 21,1 der Straße Albungen—Allendorf bei Bahnhof Albungen.

III. Zwischenmasse der Variolen daselbst.

IV. Schiefer aus Diabaskontakt. Bilstein, Höllental.

unter II, die ihrer Zwischenmasse die Zahlen unter III; beide Analysen sind ebenso wie IV im Laboratorium der Preußischen

[1]) An dieses wirr-unregelmäßig, aber gleichwohl nach allen Richtungen des Raumes gleichmäßige Weiterwuchern der von den ersten Feldspatkeimen abgesprengten Teile erinnerten mich die eingangs erwähnten kreisrunden Heidepolster auf der Grauwacke von Oberellenbach. Der Botaniker wird auch an Hexenringe, der Physiker an das Huygens'sche Prinzip der einhüllenden Wellen denken.

[2]) Die »Sphärolithe« der Quarzporphyre usw. würden daher auch noch erkennbar sein, wenn sie infolge Aufzehrung aller Schmelze so dicht gedrängt lägen, daß ihre Form infolge Zusammenstoßens ganz verloren ginge; die »Variolen« müssen unter diesen Umständen völlig verschwinden.

Geologischen Landesanstalt ausgeführt, wofür ihrer Direktion auch hier gedankt sei. Zum Vergleich ist unter I auch die chemische Analyse des Diabases aus den Erläuterungen zu Blatt Allendorf mit aufgeführt. Die Unterschiede zwischen den Variolen und ihrer Zwischenmasse sind danach größer, als man nach der mikroskopischen Untersuchung erwarten sollte. Der große Unterschied im Gehalt an Alkalien erklärt sich allerdings wohl größtenteils daraus, daß der Schmelzrest zur Zeit seiner Verfestigung stärker an Alkalien als an seinen andern Bestandteilen verarmt war, ferner daraus, daß die Alkalien aus der Zwischenmasse, weil glasig, bei deren späterer Zersetzung viel vollständiger entfernt wurden als aus den Feldspatfasern, die ja nicht ganz zersetzt sind; das letztere gilt auch vom CaO-Gehalt in II gegenüber III. Dagegen wird der viel reichlichere Gehalt an Eisenoxyden und MgO — 14,10 in den Variolen gegenüber 27,37 in ihrer Zwischenmasse! — wohl auf ursprünglichen Unterschieden beruhen, denn es ist anzunehmen, daß sich die Eisenoxyde ganz wesentlich in der glasigen Zwischenmasse anhäuften und hier bei vollkommen krystalliner Entwicklung ähnliche Aggregate dunkler Wachstumsformen geliefert haben würden, wie man sie als »Bärte« um die kleinen Feldspateinsprenglinge in basaltischen Gläsern findet. Der MgO-Gehalt der Zwischenmasse steckt natürlich namentlich im Serpentin und Chlorit (das Carbonat der Gesteine ist fast nur $CaCO_3$) und dürfte zum guten Teil auch den kleinen Olivineinsprenglingen der Zwischenmasse entstammen.

Gegenüber den »körnigen« Diabasen sind also seine variolitischen Ränder durch die reichliche Ausscheidung von Olivin, das Fehlen nicht nur der Erze und andern Nebengemengteile (Apatit), sondern auch des Biotits charakterisiert. Da letzterer außer Mg und Fe auch kleine Mengen Al_2O_3, Alkalien und Wasser bindet, darf man vielleicht annehmen, daß der Augit des Variolits tonerde-reicher und Mg-ärmer, sein Plagioklas alkalireicher sein wird als der des körnigen Diabases:

Körniger Diabas = Diopsid + Plagioklas + Eisenerz + Biotit + wenig Olivin + Apatit.

Variolitischer Diabas = Augit + K-haltiger Plagioklas + viel Olivin + Glas mit flüchtigen Bestandteilen (P, Cl, F, H).

Dabei bezeichnet die Ausscheidung des wasserhaltigen Biotits, die zweifellos einen erheblichen Wasserdampfdruck voraussetzt, hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung, die Holokrystallinität hinsichtlich der Struktur die Annäherung des körnigen Diabases an die Erstarrungsverhältnisse der Tiefengesteine, die ROSENBUSCH zeitweilig veranlaßte, die Diabase zu den Tiefengesteinen zu stellen.

Variolitische Randbildungen sind bei den Diabasen nicht allzu häufig beobachtet. Nach der hier gegebenen Darlegung würde rasche Abkühlung neben frühzeitiger Ausscheidung von Olivin, also wohl hoher Gehalt an Mg und Fe, eine Bedingung ihrer Entstehung sein; zugleich dürtten aber nicht, wie bei den Pikriten, die zur reichlichen Plagioklasbildung nötigen Alkalien fehlen. Darnach erscheint es auffallend, daß an Basalten bisher, soviel ich weiß, variolitische Salbänder von der Art wie in den Diabasen nicht beobachtet sind[1]).

3. Die Sedimente aus dem Diabaskontakt.

Sie sind meist höchst feinkörnig, fast gar nicht sericitisch und daher auch nicht oder nur wenig schiefrig, dagegen bei reichlichem Chloritgehalt wohl verruschelt; undeutliche Schichtung wurde nur einmal beobachtet. Sie nähern sich im Aussehen etwas SCHENCKS Hornschiefern aus dem Ruhrtal, indessen liegt weder nach der mineralogischen noch nach der chemischen Zusammensetzung eine Veranlassung vor, sie mit diesen auch der Entstehung nach zu vergleichen, noch weniger kann hier von Adinol-artigen Bildungen die Rede sein, auch nicht bei den Schiefern vom Variolit-Kontakt, von wo MOESTA solche angibt.

Das Korn dieser Gesteine geht bis zu submikroskopischen

[1]) Die äußerlich ähnlichen von SCHWANTKE (Neues Jahrbuch für Min. B.-B. **18**, 503, ff. 1904) beschriebenen Gesteine sind mit den hier besprochenen nicht vergleichbar.

Dimensionen herab: höchst feine und unregelmäßig gelagerte Sericithäutchen sind in manchen das allein mit Sicherheit Erkennbare; in dem analysierten Gestein (IV, p. 213) wird trotz seines Gehaltes an MgO (3,8 %) ein merklicher Gehalt an Chlorit nur daraus mikroskopisch wahrscheinlich, daß er auf Klüften, vermutlich als gröber blättrige Fortwachsung sehr feiner im Innern vorhandener Blättchen, erscheint. Dasselbe gilt manchmal vom Quarz. In einigen Gesteinen vom Kontakt finden sich reichlich Radiolarien; fein verteilt, vielleicht amorph, dürfte SiO_2 in den meisten reichlich vorhanden sein. Zuweilen sind die Gesteine von Eisencarbonat durchtränkt; das ist jedenfalls eine spätere Bildung, da es gewissermaßen einen Untergrund bildet, der über größere Räume hin optisch einheitlich orientiert ist und nur aus wenigen, einander mit unregelmäßigen Grenzen durchdringenden Individuen besteht. Auf Klüften solcher Gesteine erscheint das Carbonat auch in Pseudomorphosen nach einem faserigen Mineral und zeigt seinerseits schon wieder Anfänge einer Verdrängung durch Chlorit (Chamosit)-blättchen.

Es ist zu vermuten, daß diese Durchtränkung mit Eisencarbonat aus dem benachbarten Diabas stammt, und daß dieser wesentlichen Anteil auch an der Zusammensetzung anderer chloritreicher und stark verruschelter schiefriger Massen im Diabaskontakt hat, welche Übergänge in solche Gesteine bilden, die anscheinend nur aus sehr feinen und innig verwobenen Blättchen von Sericit und Chlorit mit vielleicht etwas ? Leukoxen bestehen. Aber auch die von normalen Schiefern abweichende Zusammensetzung der erstgenannnten Nachbargesteine der Diabase scheint durch letztere insofern beeinflußt zu sein, als dem normalen Material der Sedimente schon bei ihrer Entstehung Zersetzungsprodukte des Diabases sich beimengten oder von ihm ausgehende Lösungen die Bildung z. B. von Kieselschiefern begünstigten.

Daß es aber zu einer merklichen Kontakmetamorphose der Sedimente am Diabas nicht gekommen ist, ist in Übereinstimmung mit dessen Auftreten als effusives Lager, wie dies auch durch die starke Beeinflussung seiner Struktur, namentlich der starken Ver-

kleinerung seines Kornes und der Ausbildung glasreicher variolitischer Grenzformen bezeugt wird. Dabei weist das Fehlen größerer Tuffmassen und die geringe Entwicklung von Mandelsteinen, sowie die Art der angrenzenden Sedimente wohl auf Ergüsse unter großem Wasserdruck hin, was einerseits ja schnelle Abkühlung, andererseits geringe Gasentwicklung zur Folge haben mußte.

Druckfertig abgeschlossen am 8. November 1919.
Druck verfügt am 19. Februar 1920.

Fossilführende Diluvialschichten bei Krölpa in Thüringen.

Von Herrn **J. Stoller** in Berlin.

Mit 7 Textfiguren.

Im Frühjahr 1914 war in einer Abbaunische der umfangreichen Tongruben des Tonwerkes Krölpa in Thüringen das Skelett eines Mammuts (*Elephas primigenius* Blumenb.) freigelegt worden. Der Direktor der Tonwerke, Herr Hütteningenieur Desgraz, hatte die Liebenswürdigkeit, die Geologische Landesanstalt in Berlin von dem Funde zu benachrichtigen, worauf Herr Zimmermann, der in den Jahren 1884 und 1885 die Gegend (Blatt Ziegenrück) geologisch kartirt hatte, mit der Bergung des Fundes für das Geologische Landesmuseum in Berlin betraut wurde.

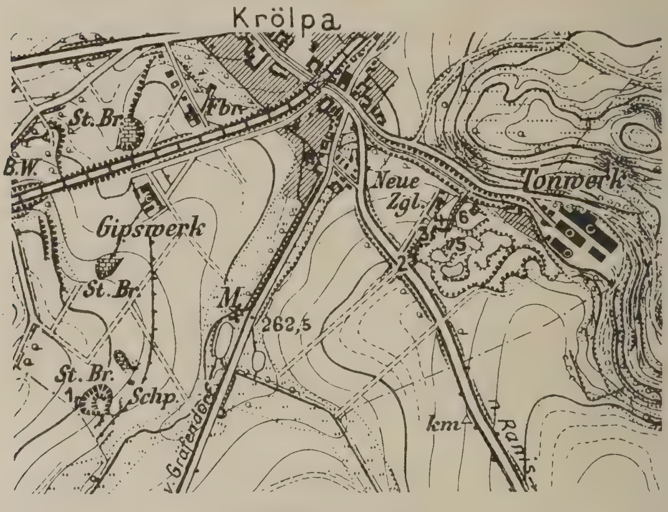
Im Herbst darauf schickte Herr Desgraz an die Geologische Landesanstalt mehrere Proben von Torf und von faulschlammigem Ton und berichtete, daß die Proben aus dem Mammutlehm stammten, in dem offenbar ein Torfnest vorkomme. Ich erhielt den Auftrag, die Proben botanisch zu untersuchen. Dabei ergab sich das Vorkommen von lauter Pflanzen eines gemäßigten Klimas, darunter Eiche, Esche, Hasel, während keinerlei Reste von Pflanzen eines kühleren oder gar kalten Klimas festgestellt werden konnten. Dieses Ergebnis stand in krassem Widerspruch zu der von den Anhängern der Interglazialtheorie unter den Diluvialgeologen geteilten Anschauung, daß das wollhaarige Mammut ein Repräsentant der eiszeitlichen Tierwelt des Diluviums sei, und

schien aufs deutlichste der von vielen Gegnern der Interglazialtheorie vertretenen Auffassung Recht zu geben, die das gemischte Vorkommen glazialer und interglazialer Faunen und Floren in ein und derselben Schicht behauptet. Eine eingehende Untersuchung des gesamten in den Gruben aufgeschlossenen, durch den fortschreitenden Abbau gefährdeten Diluvialprofils erschien deshalb durchaus wünschenswert. Zwar bestand von vornherein wenig Aussicht, in dem Wirrwarr der dortigen diluvialen Schuttmassen eine stratigraphische und chronologische Gliederung des Gesamtprofils herauszufinden, waren doch alle bisher aus der Gegend bekannt gewordenen Diluvialprofile immer nur Teilprofile gewesen oder hatten schwer zu erkennende und noch schwieriger zu deutende Schichtlücken enthalten. Zum wenigsten aber konnte man doch hoffen, die Lagerungsbeziehungen der pflanzenführenden Schicht und des Mammutlehms zueinander aufzuklären. Auch war eine möglichst vollständige Ausbeute des Torfflözes geboten. Mit diesen Untersuchungen wurde ich im Frühjahr 1915 von der Direktion der Geologischen Landesanstalt betraut. Im folgenden möchte ich die Ergebnisse meiner diesbezüglichen Arbeiten mitteilen.

Die Fundstelle (s. Fig. 1) befindet sich etwa 400 m südöstlich von der Straßenunterführung bei der Bahnstrecke im Dorfe Krölpa und östlich von der Straße, die Krölpa mit Ranis verbindet. Sie liegt in 280—282 m Meereshöhe, auf dem flachen Rücken einer 500—600 m breiten Anhöhe, die in NW-SO-Richtung zwischen dem am Fuße des steil aufragenden Schloßberges von Brandenstein vorüberfließenden Bache im Osten (im folgenden »Krölpaer Bach« genannt) und dem von Wöhlsdorf kommenden Bach im Westen (»Wöhlsdorfer Bach«) in gleichmäßigem Anstieg zu einem breiten und hohen Plateaurücken emporführt. Dieser massige Plateaurücken verläuft südlich von Wöhlsdorf, Ranis und Wernburg in südwest-nordöstlicher Richtung und beherrscht die ganze Gegend. Von ihm aus senkt sich das Land in nordwestlicher Richtung gleichmäßig bis hinab zu dem von SW nach NO verlaufenden, weiten und anmutigen Tale der Kotschau, die auch Wilde

Orla oder Falsche Orla oder Kleine Orla heißt. Sie führt ihre Wasser an Rockendorf, Krölpa, Öpitz und Pößneck vorüber bei Köstritz der Orla zu.

Figur 1.



Maßstab 1 : 12500.

Östlich von einer Linie Krölpa-Ranis ragen mehrere steil aufsteigende, meist isolierte Tafelberge in die Luft. Nicht weit von unserer Fundstelle erhebt sich majestätisch die Burg Ranis auf solch einem Tafelberg; ein anderer, noch näher unserer Fundstelle, wird von dem Schlosse Brandenstein gekrönt. Diese merkwürdigen Tafelberge sind die infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit gegen Massenabtragung erhalten gebliebenen Bryozoenriffe des Unteren und Mittleren Zechsteins, während das gleichmäßig abgedachte Gelände unserer Gegend teils aus den Rauchwacken des Mittleren Zechsteins teils aus den dolomit- und gipsführenden Unteren Letten sowie den Plattendolomiten des Oberen Zechsteins aufgebaut ist. Darüber breiten sich diluviale Schichten aus, die

teils aus Sand und Schotter teils aus Lehm bestehen und eine nur gering mächtige, ja oft schleierartig dünne, vielfach zerrissene Decke bilden.

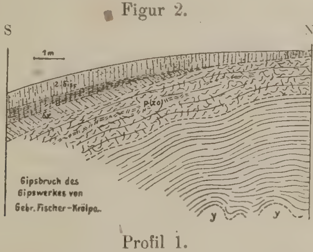
I. Beschreibung einzelner Teilprofile.

Im nachfolgenden sollen einige Profile beschrieben werden, die an verschiedenen Stellen der Grubenwände aufgenommen wurden, nachdem die Stellen vom Abraumschutt genügend frei gemacht worden waren. Das Profil 1 stammt nicht von den Tongruben des Tonwerkes Krölpa, sondern von der neuen Grube der Gipsbrüche, die zum Gipswerke der Gebrüder Fischer gehören. Die örtliche Lage der einzelnen Profile ist in der Kartenskizze Fig. 1 durch die Zahlen 1—6 bezeichnet.

Profil 1 (s. Fig. 2).

Am südwestlichen Stoß des neuen Gipsbruches der Gebrüder Fischer in Krölpa zeigt die Grubenwand in der Richtung gegen das südlich vorbeiziehende Tälchen in einer Höhenlage von NN + 280 m ein Profil, das durch die nebenstehende Fig. 2 wiedergegeben ist. Vom Liegenden zum Hangenden betrachtet, folgt

Figur 2.



Profil 1.

über dem in der Grube abgebauten Massengips, der nach oben in zahlreichen hochragenden Buckeln von gerundeten, beinahe halbkugeligen Oberflächenformen abschließt, noch ein Rest von bunten Letten in einer Mächtigkeit von 1,5—2 m.

Darüber lagert ein Schutt- und Schotterlehm **p(zo)** von 1—1,5 m Mächtigkeit. Die lehmig-tonige Grundmasse dieser

Schicht ist im wesentlichen aus einer Umlagerung der bunten Letten des Oberen Zechsteins in der nächsten Umgebung hervorgegangen und zeigt eine Art Schichtung insofern, als die bunten Farben dieser Letten (grünlichgrau, rot und braun) schlierig-schichtig angeordnet erscheinen. Untergeordnet kommen auch Schlieren von rostgelbem mittelkörnigen Sand vor, dessen Herkunft wohl auf den Hauptbuntsandstein der Gegend zurückzuführen ist. Die Lehmmasse ist durchsetzt mit kleinen Schotterstücken von plattig-eckigen bis schwach gerundeten Formen. Es wurden Plattendolomite und Rauchwacken, ferner stark sandige, ausgelaugte Dolomite und kavernöse dolomitische Kalke des Zechsteins festgestellt, also lauter Gesteine, die aus der nähern und nächsten Umgebung der Örtlichkeit stammen. Daß es sich hierbei aber nicht um Verwitterungsschutt von an Ort und Stelle ehemals anstehend gewesenem Gestein handelt, sondern um Gesteinstrümmer, die eine Umlagerung und Verfrachtung, wenn auch wahrscheinlich nur aus geringer Entfernung, erfahren haben, das geht nicht bloß aus der Mischung verschiedener Gesteine in der Zusammensetzung des Schotters hervor, sondern auch daraus, daß die Stücke nicht wirr lagern, sondern mehr oder weniger deutlich die dachziegelartige Lagerung fluviatiler Schotter erkennen lassen.

Auf den Schotterlehm legt sich eine dünne Schicht von gelbbraunem, gleichmäßig sandigem Lehm ∂2, der zahlreiche winzige, ganz mürbe Holzkohlesplitterchen, meist in Form kleiner Kügelchen, enthält. Die Schicht keilt nach dem Berge zu aus, talwärts gewinnt sie allmählich an Mächtigkeit bis zu 0,50 m, hört aber dann am Steilhang gegen das Tal hin plötzlich auf, da sie im Tale selbst augenscheinlich durch spätere Erosion zerstört worden ist.

Dasselbe gilt für die nächst folgende Schicht, die aus einem überaus magern, locker gelagerten, geröll- und geschiebefreien, sandigen bis feinsandigen Lehm besteht, der in seiner untern Hälfte von einer Unmenge kleiner und kleinster Brandkohlensplitter gleichmäßig durchsetzt ist, so daß er bei flüchtigem Blick als Moorerdeschicht gedeutet werden könnte. Die Ausdehnung des Profilaufschlusses nach dem Tale hin war leider zu kurz, als

daß sich hätten Anhaltspunkte finden lassen zur Beantwortung der Frage, ob die Brandkohlenschicht nur eine örtliche, auf wenige Meter beschränkte Einlagerung im Schichtprofil darstellt oder nicht. Ihre beobachtete Mächtigkeit erreicht als Höchstmaß nur 0,4—0,5 m. Zudem ist ihre obere Grenze nicht scharf; die kohligen Beimengungen in der untern Hälfte der Schicht nehmen von unten nach oben ganz allmählich an Menge ab. Die obere Hälfte der Schicht, die zugleich die hangendste Partie des ganzen Profils bildet, ist von dunkelbrauner Farbe und unterscheidet sich petrographisch von dem magern, sandigen Lehm der Brandkohlen führenden untern Hälfte nicht. Nur durch das fast völlige Fehlen kohliger Bestandteile wird äußerlich eine Selbständigkeit dieses Profilteiles vorgetäuscht. Ob diese Schicht der weiter unten näher beschriebenen Schicht (∂ **is$_F$**) entspricht, kann sicher nur durch die noch ausstehende geologische Neuaufnahme der Gegend entschieden werden.

Dieses Profil wurde hier aufgenommen, einesteils weil es durch den weiterschreitenden Abbau des Gipsbruches wohl bald zerstört sein wird, andernteils weil es die schon bekannten Örtlichkeiten, an denen in dieser Gegend die weiter unten noch zu besprechenden Brandkohlenschichten vorkommen, um eine vermehrt.

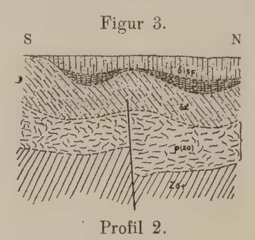
Profil 2 (s. Fig. 3).

Es ist der Grubenwand entnommen, die parallel der Straße Krölpa-Ranis, nur wenige Meter östlich von ihr, verläuft, und zwar nahe bei der Stelle, an der diese Wand mit der nördlichen Grubenwand zusammenstößt. Über die Stelle weg führte früher ein primitiver Zufahrtsweg zur alten, mehr als 30 m von der Straße abgelegenen »Lehmgrube«, so wie sie bis 1903 wenigstens bestanden hatte; das geht aus der topographischen Karte hervor, deren Aufnahme 1903 erfolgt war. Hierdurch erklärt sich das Fehlen der obersten Schicht des Profils.

Auf den intakten roten Letten des Obern Zechsteins folgt der mit einzelnen Geröllen durchsetzte Schuttlehm **p(zo)**, hervorgegangen aus den bunten Letten des Obern Zechsteins und

schwach wellig verlaufend. Er ist hier durchschnittlich 1 m mächtig. Darüber folgt ein gelbbrauner, gleichmäßig sandiger Lehm $\delta\mathfrak{L}$, ohne jegliche Schichtung, auch ohne irgend welche Geschiebe oder Gerölle. Dieser Lehm ist mit schwarzen Tupfen gesprenkelt, die von kleinen Holzkohlensplittern (Brandkohlen) herrühren. Seine Mächtigkeit beträgt ebenfalls etwa 1 m. Die folgende Schicht, im allgemeinen nur 0,2—0,4 m mächtig, füllt namentlich die kleinen Mulden des sandigen Lehms aus und besteht aus einem aschgrauen, humosen und stark tonigen, z. T.

Figur 3.



Profil 2.

faulschlammigen, locker gelagerten feinen Sand δis_F, der ebenso wie der unterlagernde sandige Lehm einzelne kleine und kleinste Splitter von Holzkohle enthält. Er geht nach oben fast unmerklich in einen hellaschgrauen, tonigen, an Humus und Faulschlammteilen weniger reichen, dafür aber mehr Holzkohlensplitterchen und Ascheteilchen enthaltenden Sand über. Damit schließt das Profil ebenflächig mit der Straße ab. Seine Ergänzung nach oben ist jenseits der etwa 1 m tief ins Gelände eingeschnittenen Straße zu sehen. Hier zeigt die dort noch erhaltene Böschung zu unterst geröllführende (?) rote Letten und darüber Lößlehm in einer Mächtigkeit von 0,6—0,8 m.

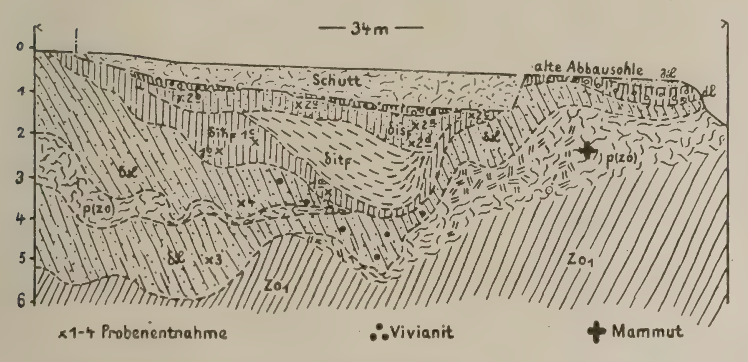
An einer Stelle des Profils geht beinahe senkrecht ein messerscharfer Spalt in die Tiefe; an ihm hat eine Verschiebung der Schichten um etwa 0,7 m stattgefunden. Es ist bemerkenswert, daß der Spalt nach oben bloß bis in die Schicht des sandigen Diluviallehms reicht. Die lokale Störung hat also zur Diluvialzeit stattgefunden. Es handelt sich wahrscheinlich um einen Einsturz infolge Gipsauslaugung im Untergrunde. Dicht unter der Stelle

dieses Teilprofils liegt noch jetzt ein mächtiger Gipsblock in der Grubensohle als ein Restzeuge der Auslaugung von Gips in früheren Zeiten.

Profil 3 (s. Fig. 4).

Das Profil zeigt die Ausfüllung eines Erdfalltrichters im Untern bunten Letten des Obern Zechsteins und enthält die Lagerstätte des eingangs erwähnten Torfflözes sowie des Mammutskelettes. Die Lagerungsverhältnisse der Schichten gehen aus der maßstäblich (mit einer Überhöhung von 2 : 1) möglichst naturgetreu gezeichneten Skizze (s. Fig. 4) hervor. Als liegendste diluviale Schicht

Figur 4.



Profil 3. Höhe : Länge = 2 : 1.

ist auch hier die oberste Partie des Zechsteinlettens zu betrachten. Sie geht zwar nach unten unmerklich in den normalen roten bezw. bunten Zechsteinletten über, giebt aber doch in ihrer schichtungs- und strukturlosen Massigkeit zusammen mit der Einlagerung von schichtfremden Gesteinsteilen deutlich zu erkennen, daß sie jenem gegenüber als selbständige Schicht zu betrachten ist. Schichtfremde Gesteinsteile sind an der Stelle dieses Teilprofils zwar nicht häufig; immerhin lassen sich unschwer kleine Gerölle von weißen Gangquarzen und von Buntsandstein auffinden. Häufiger sind eckige Bruchstücke von Plattendolomit, die namentlich am östlichen Ende dieses Teilprofils einen wesentlichen Anteil an der

Zusammensetzung der Schicht nehmen, die wir auch hier am besten als Schuttlehm p(zo) bezeichnen. Die zahlreichen Trümmer von Plattendolomit in diesem Schuttlehm stammen aus zusammengebrochenen und bei der Entstehung von Erdfällen nachgestürzten Resten von Plattendolomitbänken, die noch zur Tertiärzeit in dieser Gegend die unteren bunten Letten als dünne, lückenhafte Decke überlagert hatten.

Über dem mit stark welligem Oberflächenverlauf den Boden des Erdfalltrichters bildenden Schuttlehm folgt ein blauer, gelb verwitternder, gleichmäßig sandiger Lehm, der völlig struktur- und schichtungslos ist und an eine tonig entwickelte Grundmoräne erinnert, sich aber von ihr durch das völlige Fehlen von Geschieben unterscheidet. Nur ganz selten finden sich kleine Geröllchen von etwa erbsengroßen, hellen Quarzen. Dieser Sandlehm ∂𝔏 enthält viel Vivianit in Tupfen. Ebenso finden sich kleine, fast ganz in Vivianit verwandelte Bruchstücke von Knöchelchen, die eine zylindrische Form haben. In seiner obern Hälfte, die von der untern durch eine von Westen hereinragende Schliere intensiv rotblau gefärbten Lettens getrennt ist, wird der Sandlehm etwas toniger, enthält aber auch zahlreiche Vivianittupfen. Die Mächtigkeit des Sandlehms ist äußerst wechselnd, da er die Trichtermulde in ihrer heutigen Gestalt nur unvollkommen ausfüllt, und beträgt im Höchstfall einschließlich der Schliere von Zechsteinletten 5 m, sinkt aber im Osten des Profils bis auf 0,4 m herab.

Es folgt ein aschgrauer bis fast schwarzer, lockerer, mehr oder weniger faulschlammhaltiger Ton ∂itF, der ungeschichtet ist und viel Pflanzenhäcksel, darunter namentlich viele kleine Früchtchen und Samen, enthält. Seine ebenfalls starken Schwankungen unterworfene Mächtigkeit beträgt im Mittel etwa 0,8 m. Er bildet die unmittelbar liegende Schicht des Torfflözes.

Das Torfflöz ∂itF füllt den Innenraum des Trichters als Klotz aus und besteht aus an- und eingeschwemmten und dann vertorften Pflanzenresten, also aus allochthonen Torfmassen mit ausgezeichneter Schichtung. Diese erscheint um so deutlicher, je

häufiger sich dünne, nur 1—2—3—5 mm dicke Lagen von sandigem bis feinsandigem, faulschlammhaltigem Ton zwischen die an sich schon leicht spaltbaren Torflagen einschalten. Es ist derselbe Faulschlammton, der die das Flöz unterlagernde Schicht bildet. Die Schichtung verläuft aber nicht horizontal, sondern in der Richtung der Unterkante des Flözes. Was die Torfmassen selbst betrifft, so findet sich sehr viel Holzhäcksel nebst äußerst häufigen Laubblattresten, die kreuz und quer die dünnen Schichtlagen decken, so daß das Flöz z. T. als geschichteter Laublatttorf auf humos-faulschlammig-toniger Unterlage bezeichnet werden kann. Zum Pflanzenhäcksel des Torfflözes gehören eingeschaltete dünne, schichtige Lagen von ganz kurzen Zweigresten, von halbmazerierten Holzsplittern, ferner Bruchstücke von den oberirdischen Stengelteilen des Schilfrohrs und, allerdings seltener, Bruchstücke von Holzstämmen, namentlich der Esche. Die größte Mächtigkeit des Torfflözes (als Klotz betrachtet) beträgt 1,5 m.

Über dem Torfflöz folgt, verschieden mächtig, aber nach oben fast eben abschließend, ein im allgemeinen hellgrauer, schichtungsloser, faulschlammhaltiger, toniger feiner Sand bis Feinsand $\partial$is$_F$, der locker gelagert ist und undeutlich geschichtet erscheint. Seine durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 0,8 m.

In diskordanter Auflagerung folgt ein Schotterlehm **dl**, dessen Grundmasse aus umgelagerten braunen und grünen Letten (hervorgegangen aus den bunten Letten des Oberen Zechsteins) besteht. In ihm sind kantige und gerundete Bruchstücke von Dolomiten und Grauwacken, ferner Buntsandsteingerölle und helle Quarzkiesel regellos eingebettet. Ihre Zahl ist aber nicht groß. Stellenweise erscheint der Lehm sogar völlig frei von Schotterbestandteilen. Immer aber zeigt er deutlich eine Art Fließschichtung, indem eine fast horizontale Bänderung durch wechselnde Lagen von braunen und grünen Letten sich überall beobachten läßt. Die Mächtigkeit des Schotterlehms beträgt hier nur etwa 0,5 m.

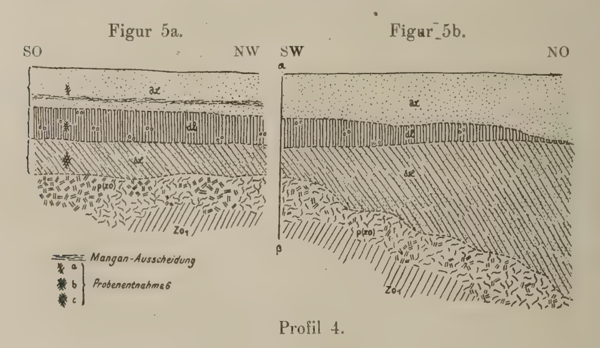
Als hangendste Schicht des Profils folgt ein dunkelbräunlicher Lößlehm $\partial\mathfrak{L}$ von etwa 1 m Mächtigkeit. An der Stelle des soeben beschriebenen Profils ist er aber durch Abbau in früheren

Jahren (seitens der ehemaligen »Neuen Ziegelei«) bis auf Reste entfernt worden.

Aus dem Profilbilde läßt sich ohne weiteres ersehen, daß es sich an dieser Stelle um einen Erdfalltrichter handelt, der schon vor Ablagerung des Sandlehms $\partial\mathfrak{L}$ sich zu bilden begonnen hatte, und der sich während der ganzen Zeit, in der die verschiedenen diluvialen Schichten, einschließlich des Torfflözes, zur Ablagerung gelangten, zu wiederholten Malen vertiefte. Dabei hat sich offensichtlich das Zentrum des Trichters (d. h. sein Muldentiefstes) allmählich von West nach Ost verschoben. Dadurch erklären sich die merkwürdige Lagerung und die Mächtigkeitsschwankungen der einzelnen Schichten.

Profil 4 (s. Fig. 5a und 5b).

Dieses Teilprofil, etwa 40 m nordöstlich von der Stelle des Profils 3 aufgenommen, stellt ein rechtwinklig geknicktes Profil einer Abbaunische dar; sein erster Teil (Fig. 5a) liegt in der SO—NW-Richtung, sein zweiter (Fig. 5b) in der Hauptrichtung der nördlichen Grubenwand, nämlich SW—NO. In der Linie α—β stoßen die beiden Nischenwände zusammen.



Figur 5a. Figur 5b.

Profil 4.

Wie Fig. 5a zeigt, folgt hier unter 0,5 m Löß $\partial\mathfrak{L}$ (infolge frühern Abbaues fehlen zur ursprünglichen Mächtigkeit 0,5 m) ein sandig-toniger Schotterlehm **dl**, der völlig horizontal lagert

und ebenso horizontal gebändert erscheint durch rotbraune und blaßgrüne Streifen. Eine deutliche Schichtung läßt sich aber nicht feststellen; Schichtfugen fehlen, und der Lehm bricht massig-brockig. Die Schotterbestandteile, die übrigens nicht häufig sind, bestehen aus kleinen Geröllen von Buntsandstein, Dolomit, Grauwacke und hellen Gangquarzen.

Darunter lagert, ebenfalls horizontal verlaufend, in einer Mächtigkeit von etwa 0,4 m der völlig schichtungslose Sandlehm ∂♀ von hellgelblicher Farbe (angewitterter Zustand; unverwittert ist er blaugrau). Er enthält vereinzelt kleine, höchstens erbsengroße Quarzgeröllchen und ab und zu schwarze Tupfen, die von feuerverkohlten Holzsplitterchen herrühren.

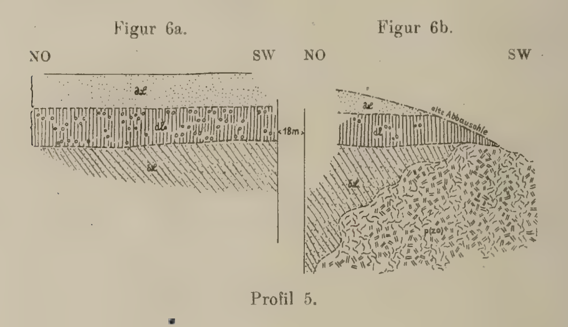
Unter ihm folgt ein schüttiger, viele wirr lagernde Brocken und Blöcke von Dolomit enthaltender Schuttlehm **p(zo)** des Zechsteins. Der Lehm dieser Schicht zeigt ganz und gar Aussehen und Beschaffenheit der bunten Letten des Oberen Zechsteins und geht nach unten ohne erkennbare Grenze in normale, reine Letten des $\mathbf{zo_1}$ von braunroter und hellgrüner Farbe über.

Die soeben beschriebene Nischenwand ist etwa 6 m lang. In der Linie α—β der Fig. 5 stößt rechtwinklig zu ihr die Hauptwand an. Sie zeigt das Bild der Fig. 5b. In etwa 3 m Entfernung von α—β keilt hier der Schotterlehm aus, und der Lößlehm überlagert direkt den Sandlehm. Der Schuttlehm sinkt rasch zur Tiefe, so daß die Mächtigkeit des Sandlehms bis zu 4 m anschwillt. Offensichtlich ist in diesem Profil ein zweiter diluvialer Erdfalltrichter angeschnitten, von dessen zentralen Ausfüllungsmassen leider nichts mehr vorhanden ist. Am Ostende des Trichters begegnen wir aufgeschüttetem Boden, da bis hierher von Osten bezw. von Nordosten her eine alte Grube der ehemaligen »Neuen Ziegelei« reichte.

Profil 5 (s. Fig. 6a und 6b).

Dieses Profil ergänzt das vorhergehende Profil 4 aufs beste. Es ist von der Grubenwand genommen, die der Hauptwand in etwa 30 m Abstand ziemlich gleich gerichtet ist, und zwar gerade gegenüber dem Profil 4.

Wie Fig. 6a zeigt, gleicht das Profil ganz dem in Fig. 5a dargestellten. Nur die Mächtigkeiten der einzelnen Schichten sind etwas verschieden, indem hier sowohl der Lößlehm ∂𝔏 als auch der Schotterlehm **dl** je 0,5 m ursprüngliche Mächtigkeit besitzen, während der Sandlehm δ𝔏 mehr als 4 m mächtig wird. Was den Schotterlehm betrifft, so enthält er hier zahlreiche gut gerollte Schotterbestandteile und nähert sich dadurch sehr einem lehmigen Schotter. Die Farbe des Lehms ist aber auch hier vorwiegend rotbraun und hellgrün.



Profil 5.

In der südwestlichen Fortsetzung des durch Fig. 6a dargestellten Teilprofils, und zwar in rd. 18 m Entfernung von ihm, zeigt sich dicht vor dem Anfang einer alten Grubennische das in Fig. 6b skizzierte Bild. Die liegendste Schicht, der Schuttlehm **p(zo)**, ist hier sehr mächtig und führt zahlreiche große, z. T. etwas gerundete Dolomitbrocken in äußerst wirrer Lagerung. Seine Grundmasse ist ein stark sandiger, manganreicher, schwarz und rotbraun gefärbter, stellenweise auch grünlicher Lehm. Der überlagernde Sandlehm δ𝔏 liegt hier auskeilend. Der Schotterlehm **dl** führt an dieser Stelle weniger Gerölle als an der Stelle der Fig. 6a. Der Lößlehm ∂𝔏 ist durch einen früher hier umgegangenen oberflächlichen Abbau fast vollständig entfernt.

Das Profil 5 gehört zu demselben Erdfalltrichter wie das Profil 4.

Profil 6.

Es wurde in der neuen Baugrube aufgenommen, die in der diluvialen Talebene westlich vom Krölpaer Bache, etwa 20 m von ihm entfernt, angelegt ist. Hier ist der Lößlehm ∂𝔏 2,5 m mächtig. In 1,5 m Tiefe enthält er einen nur 0,2 m mächtigen, in der Richtung des Tales ziemlich horizontal verlaufenden Streifen von schwarz geflecktem und getupftem (Folge von starker Manganausscheidung!), etwas tonigerem Lößlehm, der kleine Gerölle führt, namentlich Grauwacken und culmische Schiefer. Unter dem Lößlehm folgt, nicht in ganzer Mächtigkeit erschlossen, ein typischer Flußschotter **dag**, grob, gerollt, dachziegelig geschichtet. Er geht, wie lückenlos nachgewiesen werden konnte, aus dem auf der Anhöhe lagernden Schotterlehm **dl** hervor und bildet also talwärts dessen Fortsetzung.

Anhangsweise sei hier erwähnt, daß im Laufe des Sommers 1915 in dieser Grube, und zwar in dem manganreichen, geröllführenden Schichtstreifen des Lößlehms ∂𝔏, Reste von eisernen Werkzeugen des Menschen gefunden wurden, nämlich ein Stift oder Nagel von etwa 10 cm Länge, ein Bruchstück eines Messers (oder einer Säge?) und ein Ring, alle Gegenstände gänzlich rostzerfressen. Daneben fand sich auch ein kopfgroßes Stück von brandgerötetem Zechsteinkalk. Diese Fundstücke lagen nach ausdrücklicher Versicherung des Herrn Desgraz in völlig intaktem, »gewachsenem Boden« der Schicht, nicht etwa in Schuttboden einer ehemaligen Grube. Durch diesen Fund wird die hangende, etwa 1,5 m mächtige Schicht des Tallößes im Gegensatz zu seiner rd. 1 m mächtigen untern Hälfte (die in ihrer Mächtigkeit mit dem Lößlehm der Anhöhe durchaus übereinstimmt) als Schwemmlöß von sehr jugendlichem, alluvialem Alter gekennzeichnet.

II. Das allgemeine stratigraphische Profil der Aufschlüsse.

Aus den beschriebenen Teilprofilen ergiebt sich für das in den Gruben des Tonwerkes Krölpa aufgeschlossene Diluvium die nachstehende stratigraphische Gliederung.

a) Der Schuttlehm p(zo).

Als tiefstes und ältestes Glied des Diluviums der Gegend ist die oberste Rinde des Zechsteinlettens anzusehen. Denn diese Rinde zeigt nicht nur deutliche und tiefgreifende Spuren von Aufweichung, Aufquellung und örtlichem Auseinanderfließen der Massen, sondern enthält auch bald in größerem bald in geringerem Maße fremde Gesteinsbruchstücke als Einsprenglinge. Zu diesen gehören in erster Linie Quarzsandkörner und weiße Quarzkiesel, seltener geröllartige Bruchstücke von Grauwacke und von Buntsandstein. In der Farbe hat diese Rinde der Zechsteinletten des vordiluvialen Untergrundes vollständig ihren ursprünglichen, d. h. roten bezw. bunten (namentlich roten und blaßgrünlichen) Charakter bewahrt, wenngleich der Farbenwechsel nicht mehr in der ursprünglichen Art der Schichtung oder Bänderung auftritt. Dagegen erscheint im Bruche das Gesteinsmaterial der Rindenschicht ganz wie ein strukturloser Lehm; man wird stellenweise lebhaft an Geschiebelehm, etwa an eine Lokalmoräne, erinnert. Es handelt sich jedoch nach meiner Ansicht zweifellos um keine Grundmoräne. Die Schicht, die wir kurz als Schuttlehm **p(zo)** bezeichnen wollen, ist vielmehr so zu stande gekommen, daß durch Gipsauslaugungen im flachen Untergrunde Verstürzungen der Deckschicht stattfanden und Erdfälle sich bildeten, in denen sich naturgemäß Tagewässer sammelten. Dabei wurde der tonige Boden an den Rändern der Trichter mehr und mehr aufgeweicht und geriet ins Quellen und Fließen nach dem Tiefsten der Trichter hin, bis jeweils wieder ein stabiler Gleichgewichtszusand im Böschungswinkel hergestellt war. Durch die Tagewässer wurden Sand und Gerölle in geringem Umfang eingeschwemmt.

Die vorstehende Deutung erklärt u. a. auch die großen Unterschiede, welche der diluviale Schuttlehm der Zechsteinletten bezüglich seiner Mächtigkeit auf kurze Entfernungen von oft nur 5—8 m zeigt. Die Stellen der größten Mächtigkeiten dieses Gebildes werden stets von rotem bezw. buntem Lehm gebildet, während an den Stellen seiner geringsten Mächtigkeiten meist ein stark ausgelaugter Trümmerdolomit und Dolomitgrus oder ein

wirr lagernder Plattendolomit angetroffen wird. Alles in allem gehört dieses älteste Glied in der diluvialen Schichtfolge der Gegend von Krölpa zur Gruppe der diluvialen außerglazialen Schuttbildungen, deren bekannteste Art die Verwitterungs- und Gehängeschuttbildungen sind.

b) Der Sandlehm $\delta 2$.

Die nächst höhere Schicht kann am besten als Sandlehm $\delta 2$ bezeichnet werden. Es handelt sich um einen gleichmäßig sandigen Lehm, der keinerlei Schichtung erkennen läßt und in bergfeuchtem Zustande eine blaugraue Farbe besitzt. Durch Verwitterung wird er hellgelb. Sein Sandgehalt ist ziemlich beträchtlich; der Sand zeichnet sich aber dadurch aus, daß seine Körnung die des Schluffsandes nicht übersteigt, aber alle Größen von Quarzstaub aufwärts bis etwa 0,5 mm aufweist. Nur als Seltenheit findet man in diesem Lehm kleine Geröllchen, z. B. von Quarz, von Buntsandstein, von Grauwacken. In seiner völligen Strukturlosigkeit erinnert er sehr an magern, stark sandigen Geschiebelehm. Doch ist er ebenso wenig wie die unterlagernde Schicht a) als solcher zu deuten. Er ist in den Muldungen des unterlagernden Zechsteinletten-Lehms, den Erdfalltrichtern, mächtiger entwickelt als über den schwach wellig bis fast horizontal verlaufenden Rückenpartieen des letzteren. Zugleich erscheint er dort mehr tonig, hier mehr sandig. Nur an einer Stelle wird seine gleichmäßig einförmige Zusammensetzung durch eine mitten in ihn sich hineinziehende und dann auskeilende Schliere von braunrotem Lehm der unterlagernden Schicht a) unterbrochen. Das ist in dem weiter oben beschriebenen größten Trichter der nördlichen Grubenwand der Fall. Dort wurde auch das Vorkommen vieler Vivianittupfen und einzelner kleiner Knöchelchen beobachtet, die eine rund stäbchenförmige Gestalt besaßen, aber schon völlig zersetzt und z. T. in Vivianit umgewandelt waren. An andern Stellen wurden in diesem Sandlehm zerstreut vereinzelte äußerst kleine, feuerverkohlte Holzsplitterchen, auch Holzkohlenstäubchen festgestellt.

Die Mächtigkeit des Sandlehms erreicht in den Trichtern bis zu 4 m und darüber; an den übrigen Stellen der Profilwände aber beträgt sie durchschnittlich etwa 0,7 m, wobei an etlichen, nämlich den höchstgelegenen Stellen, ein völliges Auskeilen, an andern ein Anschwellen bis zu 1 m zu beobachten war. Es geht daraus hervor, daß diese Lehmschicht wesentlich zur Einebnung der vor ihrer Ablagerung vorhanden gewesenen Unebenheiten des Geländes beigetragen hat. Nur an zwei Stellen, von denen die eine jener S. 225 beschriebene Haupttrichter in der Nordwand ist, bildet die Oberfläche der Sandlehmschicht noch nennenswerte Mulden.

Was die Entstehung des Sandlehms betrifft, so erscheint es nach den soeben gemachten Ausführungen sicher, daß seine Deutung als Geschiebelehm (Grundmoräne), d. h. als ein Eissediment, von der Hand zu weisen ist. Wollte man ihn aber als ein Sediment des Wassers erklären, so könnte man wegen seiner gleichmäßig sandig-tonigen Gesteinsbeschaffenheit nur an eine Ablagerung aus einem ruhigen oder schwach bewegten Wasser, also in einem Seebecken, denken. Dem widerspricht aber vor allem seine Verbreitung, die sich keineswegs auf ein Becken oder wenigstens auf eine ziemlich allseitig geschlossene Niederung beschränkt, sondern selbst über die Rücken von ziemlich bedeutenden Anhöhen hinwegsetzt. So konnten z. B. allein in dem kleinen untersuchten Gebiet Höhenunterschiede von 20 m und mehr im Verlaufe der Oberkante dieses Lehms nachgewiesen werden. Auch das völlige Fehlen einer deutlichen Schichtung oder einer durch Sonderung nach der Korngröße erzeugten Bankung ist einer solchen Deutung nicht günstig. Denn selbst zugegeben, daß in einem so völlig gleichmäßigen sandig-tonigen Material, wie es der Sandlehm ist, eine Bankung für das Auge oft recht schwer erkennbar wird, so müßte sie doch durch eine gewisse Spaltbarkeit des bergfeuchten Gesteins nach Platten erwiesen werden können. Das ist aber nicht der Fall. Man wird deshalb nicht fehlgehen, wenn man den Sandlehm als Windsediment deutet und demnach als altdiluvialen, völlig verlehmten Löß betrachtet. Nur diese

Deutung vermag seine Lagerungsform, seine Struktur, seine Einschlüsse zu erklären. Was seine Gesteinsbeschaffenheit betrifft, so erinnert sie lebhaft an gewisse Sandlöße, die manchen Gegenden eigen sind, in denen feine Sande oder feinkörnige Sandsteine vordiluvialen Alters zutage anstehen (oder früher anstanden) und den Hauptanteil an der Zusammensetzung des Lößes ihrer nähern und weitern Umgebung geliefert haben. In unserer Gegend kommen hierfür die großen Buntsandsteinflächen im Norden des Kotschautales in Betracht. Daß sich hie und da kleine Geröllchen im Sandlehm finden, vermag seine Deutung als ein Windsediment nicht umzustoßen, kommen doch auch in anerkannt äolischen Lößen gelegentlich Geröllchen vor.

c) Die Faulschlammschichten $\partial i h_F$, $\partial i t_F$, $\partial i s_F$.

Die folgenden drei Schichten gehören eng zusammen und sind auf die Mulden des Sandlehms beschränkt. Sie sind nicht rein mineralischer Herkunft, können vielmehr bis zu einem bestimmten Grade zu den organogenen Faulschlammgesteinen gerechnet werden.

α) Der Faulschlammton $\partial i h_F$ bildet die liegendste der drei Schichten. Er besteht aus einem aschgrauen, z. T. beinahe schwarzen, mehr oder weniger faulschlammigen, sandigen bis feinsandigen Ton, der keine Schichtung erkennen läßt. Er ist locker gelagert und enthält eine Menge von fein und feinst zerkleinertem Pflanzenhäcksel, dazu zahlreiche Früchtchen und Samen. Seine durchschnittliche Mächtigkeit beträgt nur 0,5 m. Er lagert in der Mulde des großen Erdfalltrichters (Profil 3) und füllt sie nur unvollständig aus.

β) In der Mulde dieses Erdfalltrichters folgt nun das faulschlammig-tonige Torfflöz, dessen genaue Beschreibung weiter oben gegeben wurde. Hier möge nur noch ergänzend bemerkt werden, daß dieses als Faulschlammtorf $\partial i t_F$ zu bezeichnende Torfflöz bei dem jetzigen Stande der ausgedehnten Grubenaufschlüsse zwar das einzige nachgewiesene ist, daß aber im Bereiche der Grubenanlagen früher mindestens noch ein weiteres Torfflöz

vorhanden gewesen sein muß, das mit dem gegenwärtig aufgeschlossenen nicht zusammengehangen haben oder gar mit ihm identisch gewesen sein kann; denn das letztere wurde erst im Laufe des Sommers 1914 durch den Abbau entdeckt und freigelegt. Durch die Tongewinnung in früheren Jahren war aber mindestens ein Torfnest aufgedeckt und durch den Abbau zerstört worden. Das geht daraus hervor, daß ich, worauf mich Herr Desgraz freundlichst aufmerksam machte, in altem Abraumschutt, der schon viele Jahre unberührt in einer aufgelassenen Nische der Grubensohle in etwa 25—30 m südlicher Entfernung von dem neu entdeckten Torfflöz aufgehäuft liegt, durch Schürfen torfiges Material freilegen konnte. Es handelt sich um einen durchweg stark zersetzten Torf, der aus kurzstückigem harten Häckseltorf und faulschlammigem Sumpftorf bestand. Die Lage der alten Torfstelle fällt mit der Örtlichkeit zusammen, für welche die in den Jahren 1884 und 1885 von K. Th. Liebe und E. Zimmermann aufgenommene geologische Karte (Blatt Ziegenrück der Lieferung 28 der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten) als einziger Stelle des Blattgebietes das Vorkommen von **d2** verzeichnet. In der Legende der Karte aber wird **d2** als »Lehm mit eingeschwemmten Letten und Buntsandstein« charakterisiert, und im Text der dazugehörigen Erläuterungen (a. a. O. S. 33—34) wird gesagt, daß an dieser Stelle durch jüngere Lehmgebilde hindurch ein Lehmlager zutage ragt, das im »ganzen sehr feinsandiger Natur, Gerölle von Quarz, Grauwacken, Granit und porphyrischen Gesteinen einschließt«. Es ist identisch mit unserer Schicht b) = Sandlehm. Bezeichnend ist für diesen Lehm .... »die Einlagerung sehr fetter toniger Partien (identisch mit unserer Schicht e_α = Faulschlammton. D. Verf.) und das Vorkommen von torfigen, braungefärbten Schmitzen zwischen ihm und den auflagernden jüngeren diluvialen Lagern.«

γ) Die hangende Schicht besteht aus einem dunkel- bis hellaschgrauen, auffallend locker gelagerten, z. T. undeutlich horizontal geschichteten, tonigen, etwas faulschlammigen Feinsand und Sand. Er enthält auffallend viel feuerverkohlte Holzsplitterchen

und Kohlenstäubchen, welche zusammen mit Ascheteilchen die Masse gleichmäßig durchsetzen. Darin hat wohl die lockere Lagerung der Schicht ihren Grund. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 1 m. Sein Vorkommen ist wie das der beiden vorgenannten Schichten auf die Erdfalltrichter beschränkt (Profil 2 und Profil 3). Wir bezeichnen ihn kurz als Faulschlammsand-Kulturschicht ∂is_F.

d) Der Schotterlehm dl und der Schotter dag.

Diskordant legt sich über alle bisher genannten Schichten hinweg ein Schotterlehm **dl**, dessen Grundmasse im wesentlichen aus zerstörten Zechsteinletten besteht. In diesem Lehm liegen sowohl kantige als auch mehr oder weniger kantengerundete kleine Bruchstücke von Dolomit und Grauwacken. Auch Sandsteine, wohl dem Hauptbuntsandstein entstammend, kommen als meist nur walnußgroße Gerölle vor, ebenso helle bis schneeweiße Quarzkiesel (Gangquarze), die nebst den gleichfalls vorkommenden, aber nicht häufigen Quarziten wohl culmischen oder silurischen Alters sind. Im Lehm der Anhöhe sind alle diese Schottergesteine, gerollte wie ungerollte, überhaupt nicht häufig, dagegen nehmen sie in der Schicht den Abhang hinab in der Richtung zum Talboden des Krölpaer Baches an Zahl mehr und mehr zu. Sie überwiegen bereits in der Nähe des im Gelände deutlich heraustretenden Talknicks so sehr den lehmigen Bestandteil der Schicht, daß von hier talwärts ein richtiger Schotter **dag** entsteht, der den Talboden auskleidet. Dieser Schotter enthält denn auch alle obigen Gesteine, dazu viel Kieselschiefer und culmische Schiefer in den verschiedensten Größenverhältnissen. Gute Abrollung und dachziegelförmige Lagerung zeichnen alle Bestandteile des Schotters aus, dessen Bindemittel mehr sandig als lehmig ist.

Was im besondern den Lehm dieser Schicht betrifft, so zeigt er auf der Anhöhe, woselbst er fast horizontal und in ziemlich gleich bleibender Mächtigkeit von etwa 0,4 m verläuft, zwar keine eigentliche Schichtung, wohl aber eine deutliche horizontale Bänderung, die um so auffallender in Erscheinung tritt, als die

dunkelrotbraune und die hellgrünliche Farbe der Zechsteinletten des Untergrundes hier nach Bändern angeordnet erscheinen. Zwischendurch kommt wohl auch ein schlierenartig verlaufendes und auskeilendes Band von rostgelber Farbe vor. Dieses aber ist nicht toniger sondern tonig-sandiger Natur. Richter[1]) beschreibt in anschaulicher Weise ein ganz ähnliches Vorkommen von diluvialem Lehm auf dem Giebelstein (bei den »Fuchslöchern«; vergl. Blatt Saalfeld) und bezeichnet ihn treffend als »regenerierten Zechsteinletten«. Beim Übergang des Schotterlehms in Schotter in der Nähe des Talknicks wird die Farbe des lehmigen Bindemittels allmählich ein tiefdunkles Braun.

Die Mächtigkeit der Schicht nimmt in der Nähe des Geländeknicks talwärts rasch zu. Im Tale selbst war der Schotter mit 1 m Mächtigkeit nicht durchstoßen.

Wenden wir unser Augenmerk der Frage nach der Entstehung des Schotterlehms und des Schotters zu, so ist ohne weiteres klar, daß letzterer die Ablagerung eines fließenden Gewässers von erheblicher Transportfähigkeit bildet. Beschaffenheit und Herkunft des Schottermaterials deuten nach Süden, aber auf keine sehr weite Entfernung, die Größe der einzelnen Stücke auf starkes Gefälle und bedeutende Wassermassen. Wir können also mit Sicherheit für die Ablagerung des Schotters **dag** einen wasserreichen Fluß annehmen, der seine trüben, schlamm- und schuttbeladenen Fluten in raschem Lauf von Süden nach Norden wälzte und das Tal, in dem heute der Krölpaer Bach sein schmales Bett eingegraben hat, in seiner ganzen Breite und bis zu beträchtlicher Höhe mit grobem, lehmigem Schotter auskleidete.

Schwieriger ist die Deutung für die Entstehung des Schotterlehms **dl** der Anhöhe. Ihn lediglich als Verwitterungsprodukt zu betrachten, geht schon aus dem Grunde nicht an, weil er aus Material besteht, das von dem seiner Unterlage verschieden ist. Das gleiche gilt ja auch für den »regenerierten Zechsteinletten«

[1]) Richter, R., Aus dem Thüringischen Diluvium, Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 31, 1879.

des Giebelsteins und anderer Orte seiner Umgebung. Wie auch E. Zimmermann[1]) ausdrücklich hervorhebt, lagerte[2]) auf dem Giebelstein, der aus plattiger, zerfressener Rauchwacke aufgebaut ist, ein rotbrauner, tonig-zäher Lehm, der hauptsächlich aus den in der Gegend jetzt verschwundenen Unteren Letten **zo1** hervorgegangen ist und in reichlicher Menge kleine Tonschieferplättchen enthält, »für die sich aus den gegenwärtigen Geländeverhältnissen keine Erklärung geben läßt«. Daß dieses Gebilde kein Sediment des fließenden Wassers ist, erhellt ohne weiteres, wenn man sich den Gegensatz zwischen ihm und dem Schotter **dag** vor Augen hält. Aber auch sein Niederschlag aus einem stehenden, bis zum Höchstniveau des Lehmvorkommens aufgestauten Wasser erscheint nach Lagerung, Beschaffenheit und Struktur des Gesteins ausgeschlossen. Wir betrachten den Schotterlehm **dl** (den »regenerierten Zechsteinletten« Richter's) als Grundmoräne eines Landeises und erklären seine für einen Geschiebelehm allerdings ungewöhnliche Zusammensetzung und Struktur folgendermaßen:

Dieser »regenerierte Zechsteinletten« ist eine Lokalmoräne im engsten Sinne des Wortes. Seine äußerst geringe Mächtigkeit, die große Seltenheit von ortsfremden, insbesondere von weitverfrachteten nordischen Geschieben, das Fehlen von Stauchungs- und Schubwirkungen eines sich vorwärts schiebenden Landeises in der Schicht lassen den Schluß zu, daß wir uns in der Nähe der äußersten Grenze des ehemals vereist gewesenen Gebietes befinden, wo die Transport- und Schubkraft des Landeises vollständig erschöpft war. Tatsächlich verläuft auch in dieser Gegend nach den Beobachtungen von Richter und Liebe (vergl. allerdings demgegenüber die Bemerkung von E. Zimmermann I a. a. O. S. 106 — der die nordische Herkunft der von Richter

[1]) Zimmermann I, E. Erläuterungen zu Blatt Saalfeld der Geol. Karte von Preußen usw. II. Aufl. 1914.

[2]) Die infolge ihres Reichtums an diluvialen Tierresten berühmt gewordene Stelle ist mehrfach ausgebeutet worden, wodurch die diluvialen Schichten gänzlich zerstört wurden. Ich selbst sah 1915 nur noch das Schuttfeld.

und LIEBE auf dem Gleitschgipfel beobachteten Findlingsblöcke bezweifelt) die Südgrenze der Verbreitung nordischer Geschiebe. Die scheinbare Schichtung des Schotterlehms erklärt sich aus dem Drucke des auflastenden, aber nicht mehr schiebenden Eises, das also seine aufgeweichte, wasserdurchtränkte Grundmoräne wohl in senkrechter Richtung zu pressen (vergl. die ähnliche Erscheinung der Druckschieferung erhärteter Gesteine durch Gebirgsdruck), aber nicht durch gleichzeitigen Schub und Druck in horizontaler Richtung zu einem echten Mischgestein, wie es der normale Geschiebemergel ist, zu verkneten vermochte.

e) Der Lößlehm ∂𝔏.

Als jüngstes Glied der diluvialen Schichtfolge erscheint der Lößlehm ∂𝔏. Nach den meisten Profilen scheint er gleichmäßig den Schotterlehm und den Schotter zu überlagern; es ist jedoch wohl zu beachten, daß sich im Profil 4 (vgl. Fig. 5b) eine deutliche Erosionsdiskordanz zwischen ihm und dem Schotterlehm bemerkbar macht. Wir müssen also eine Schichtlücke zwischen Lößlehm und Schotterlehm annehmen. Der Lößlehm ist ein magerer, locker gelagerter, völlig ungeschichteter, geschiebe- und geröllefreier, gleichmäßig gelbbrauner, lichter, feinsandiger Lehm, der hier und in der weitern Umgebung unsers Profils, insbesondere entlang dem Tale der Kodscha (= Kleine Orla), mehrere geschlossene Flächen von nennenswertem Umfange bildet. Auf der Anhöhe ist er durchschnittlich 1 m mächtig, er schwillt aber im Tale bis auf 2,5 m Mächtigkeit an. Entlang der Talböschung finden sich stellenweise kleine Lößkindel in der Schicht. Dagegen suchte ich in ihr vergeblich nach den charakteristischen Lößschnecken, deren Vorkommen im Löß der weiteren Umgebung, so namentlich an der Maximilianshütte bei Unterwellenborn (Blatt Saalfeld) seit langem bekannt ist. Auch möge in diesem Zusammenhang nicht unerwähnt bleiben, daß der Lößlehm unsers Profils auf der Anhöhe an mehreren Stellen in etwa 0,4—0,5 m Tiefe einen nur 5—10 cm dicken, horizontal verlaufenden, dunklen, fast

schwarzen Streifen erkennen läßt, dessen Färbung auf reichliche Ausscheidung von Braunstein ($Mn O_2$) zurückzuführen ist. Für den an mehreren Proben aus dem schwarzen Streifen der Schicht ausgeführten chemischen Nachweis von $Mn O_2$ bin ich Herrn DESGRAZ zu großem Danke verpflichtet. Der Manganstreifen kehrt im Löß des Tales in 1,5 m als ein 20 cm dickes, in der Talrichtung horizontal verlaufendes Band wieder. In ihm kommen einzelne Gerölle von Grauwacken und Schiefern vor. Auch fanden sich in ihm die S. 231 erwähnten eisernen menschlichen Werkzeuge und ein brandgerötetes Stück von Zechsteinkalk. Dadurch wird der Tallöß im Hangenden des Manganstreifens als alluvialer Schwemmlöß erwiesen im Gegensatz zum Löß im Liegenden dieses Streifens. Dagegen bleibt für den Löß der Anhöhen, so lange nicht weitere Beobachtungen nach dieser Richtung zu verzeichnen sind, unentschieden, ob dort der Manganstreifen nur eine örtlich eng begrenzte Bedeutung hat, oder ob sich auf ihn eine für die ganze Gegend gültige Zweigliederung des Lößes begründen und durchführen läßt.

Das beifolgende maßstäblich in 1 : 1000 gezeichnete Profil veranschaulicht die geschilderten Lagerungsverhältnisse des Diluviums in den Tongruben des Tonwerkes Krölpa. Es wurde entlang der großen, von SW nach NO verlaufenden Nordwand der Gruben aufgenommen unter Berücksichtigung einer etwa 25 m südlich davon verlaufenden Parallelwand an derjenigen Stelle des Abbaues, wo jenes Profil in seiner oberen Schicht durch Abraumschutt, aus dem früher hier umgegangenen Ziegeleibetrieb herrührend, verwischt war.

Nach den bisherigen Ausführungen gelangen wir also, wenn wir noch die durch Vergleich der verschiedenen Teilprofile sich ergebenden Diskordanzen und Schichtlücken in Betracht ziehen, zu der nachfolgenden stratigraphischen Gliederung für das Diluvium der Gegend von Krölpa.

Figur 7.



Profil durch die Tongruben des Tonwerkes Krölpa in SW—NO-Richtung.

Maßstab 1 : 1000.

e) Lößlehm ∂𝔏

Lücke

d) Schotterlehm **dl** und Schotter **dag**

c) Faulschlammschichten

γ) Faulschlammsand-Kulturschicht ∂**is**F

β) Faulschlammtorf ∂**it**F

α) Faulschlammton ∂**ih**F

b) Sandlehm ∂𝔏

a) Schuttlehm **p(zo)**

III. Die Fossilführung der einzelnen Schichten.

1. Fauna.

a) In der als Schuttlehm **p(zo)** bezeichneten Schicht des allgemeinen Profils wurden im Frühjahr 1914 Skeletteile eines Mammuts entdeckt und von Herrn E. Zimmermann für das Preußische Landesmuseum geborgen. Die Skeletteile harren noch der Bearbeitung durch Herrn H. Schröder, weil infolge des Kriegsausbruches die Präparation der Knochen bis auf weiteres unterbleiben mußte. Nur soviel kann schon erwähnt werden, daß es sich nach der vorläufigen kurzen Untersuchung der Knochen durch Herrn Schröder unzweifelhaft um *Elephas primigenius* Blumenb. handelt. Nach den mir von Herrn Zimmermann freundlichst gemachten Mitteilungen und meinen an Ort und Stelle eingezogenen Erkundigungen wurde der Fund in dem rotbraunen und grünlichen Lehm der Rindenschicht des Zechsteinlettens gemacht. Diese Rindenschicht enthielt hier nur sehr wenige Gerölle von Quarzkieseln und Buntsandstein, ebenso nur wenige eckige Bruchstückchen von Dolomit und Plattenkalk. An den geborgenen Knochen und Knochensplittern haften noch reichlich Reste des bunten Lehms, der sie so innig umschloß, daß es nach Herrn Zimmermann's Bericht oft nicht möglich war, aus dem bergfeuchten Lehm die Knochen vom Gestein loszulösen, ohne daß sie in Stücke zerbrachen.

Bei meinem Besuch im Frühjahr 1915 war der Abbau von der Fundstelle aus um etwa 4 m nach Norden vorgeschritten. Dies war im Verlauf des Sommers 1914 geschehen. Bei diesen Arbeiten war man zugleich auf das Torfflöz gestoßen, von dessen östlicher Umrandung die Fundstelle des Mammuts in horizontaler Richtung noch wenigstens 6 m entfernt ist. Bei der Bergung der Knochen, deren Lagerstätte sich 3—4 m tief unter der Bodenoberfläche befand, hatte man aber noch keinerlei Anzeichen vom Vorhandensein des Torfflözes wahrgenommen. Nachdem im Herbst 1914 Herr Desgraz an die Geologische Landesanstalt eine Probe des Torfes geschickt hatte, deren Untersuchung das eingangs erwähnte merkwürdige Ergebnis zeitigte, hat er auf eine dahingehende Bitte der Geologischen Landesanstalt in dankenswertester Weise die Abbau-Arbeiten an dieser wissenschaftlich wichtigen Stelle der Grubenwand einstellen lassen bis zu meiner Ankunft im Frühjahr 1915. Aus obiger Schilderung der Fundumstände geht hervor, daß das Tier am Rande des Erdfalltrichters zu Tode kam zu einer Zeit, als noch der Schuttlehm die Wände und den Boden des Trichters bildete. Vielleicht ist das Tier beim Aufsuchen der Tränke im aufgeweichten Lehm stecken geblieben und versunken.

Ergänzend möge erwähnt werden, daß nach Aussage des Herrn Desgraz und eines Vorarbeiters der Tonwerke früher in den bunten Letten — ob aber im Schuttlehm **p(zo)** oder im Schotterlehm **dl**, konnte ich nicht erfahren — auch Knochen eines Raubtieres (?) — Zähne — sowie des Auerochsen (?) — ein Hornzapfen — gefunden worden sein sollen. Meine Nachforschungen nach dem Verbleib der Stücke waren aber leider ergebnislos.

b) Im Sandlehm ∂𝔏 des Haupttrichters fand ich mehrfach kleine Knöchelchen und Bruchstücke von solchen. Sie waren durchweg stark deformiert und in Vivianit umgewandelt. Beim Anbruch breiig-weich und von weißer Farbe wurden sie an der Luft rasch hart, barsten auf und zerbrachen. Zugleich verfärbten sie sich allmählich blau. Es war nicht möglich, ein ganzes Stück aus der bergfeuchten Lehmmasse herauszupräparieren. Die ein-

zelnen Bruchstücke ließen aber erkennen, daß es sich meist um rund stäbchenförmige Gebilde von 2—3 cm Länge und einem Durchmesser von 2—3 mm handelte. Ihre Natur als Knöchelchen konnte nur aus der Vivianitisierung der Substanz geschlossen werden. Nach Angabe des Betriebsführers sollen in der Schicht des Sandlehms schon oft solche blauen Bröckelchen und Tupfen beobachtet worden sein. Auch soll in ihr früher ein Backzahn von ***Rhinozeros Mercki*** gefunden worden sein (Mitteilung von Herrn Desgraz).

Damit sind die Funde an Wirbeltierresten in den untersuchten Tongruben erschöpft, wenigstens soweit sie zu meiner Kenntnis gelangt sind.

Von geringerer Bedeutung ist das vereinzelte Vorkommen von Teilen des Chitinskeletts, insbesondere der Flügeldecken, von Käfern, die ich im Faulschlammtorf $\delta \mathbf{it}_F$ des Haupterdfalltrichters feststellen konnte. Herr Dr. Schmierer hatte die Freundlichkeit, die Käferreste einer Durchsicht zu unterziehen. Er teilt darüber folgendes mit.

»Die drei Coleopterenreste bestehen aus:

1. Bruchstück einer linken Flügeldecke eines Carabiden und zwar eines Vertreters der Gattung *Pterostichus*, vermutlich des *Pt. vulgaris* L., der in ganz Mitteleuropa auf Feldern, Wiesen und Wegen gemein ist.
2. Bruchstück einer linken Flügeldecke eines anderen, vermutlich zur Gattung *Harpalus* gehörigen Carabiden. Die Vertreter dieser artenreichen kosmopolitischen Gattung bevorzugen trockene, sandige Orte; sie leben in Wald und Feld, im Mittelgebirge und in der Ebene.
3. Flügeldecken-Bruchstück einer Chrysomelide. Das lebhaft feuerrot, grün und violett glänzende Stück erinnert nach Färbung und Punktierung am ehesten an *Chrysomela fastuosa* Scop., die in Deutschland, der Schweiz, Ober-Italien, Frankreich, England und Schweden auf Labiaten und Urticaceen, besonders *Galeopsis tetrahit* und *G. versicolor* lebt.«

Ebenso möge der Fund einer länglich tonnenförmigen Chitinkapsel von 2 mm Länge, die sich in dem Faulschlammsande ∂isF des Haupttrichters fand, nur der Vollständigkeit halber erwähnt sein.

2. Flora.

Meine Untersuchung erstreckte sich auf alle Schichten des Diluvialprofils, und zwar wurden aus jeder Schicht an mehreren Stellen große Stichproben entnommen und an Ort und Stelle auf etwaige Pflanzenführung untersucht. Von den nach Nummern geordneten, in den Teilprofilen kenntlich gemachten Entnahmestellen gelangten große Proben, die z. T. mehr als $^1/_4$ cbm Masse darstellten, zur vollständigen Durchschlämmung. Herr Desgraz hatte mir zu diesen Arbeiten sein Laboratorium und den Schlämmapparat der Tonwerke bereitwilligst zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle verbindlichst danke. Die botanische Untersuchung der gewonnenen Pflanzenreste führte ich in Berlin im Winterhalbjahr 1915/16 aus. Die Bestimmung der Moosreste hat in entgegenkommendster Weise Herr Professor Weber an der Moorversuchsstation in Bremen übernommen. Er hat auch freundlichst die Untersuchung bezw. Überprüfung einiger Reste von Phanerogamen ausgeführt, zu deren genauer Artbestimmung mir vor allen Dingen genügendes rezentes Vergleichsmaterial fehlte. Die betreffenden Arten, die Herrn Weber vorgelegen haben, sind in der Liste durch ein * gekennzeichnet. Ich verfehle nicht, auch an dieser Stelle Herrn Professor Weber meinen verbindlichsten Dank für seine bereitwillige Mithilfe zum Ausdruck zu bringen. Nachstehend werden die ermittelten Arten nach den Schichten, in denen sie gefunden wurden, zusammengestellt.

a) Im Schuttlehm **p(zo)** fanden sich keinerlei Reste von Pflanzen.

b) Auch der Sandlehm ∂𝔏 ist fast völlig frei von bestimmbaren Pflanzenresten. Doch lieferte die Entnahmestelle 3 eine kleine, kaum 1 mm Durchmesser besitzende Peridie von *Cenococcum geophilum* Fries und allerfeinsten, unbestimmbaren Pflanzenhäcksel, darunter auch wenige, äußerst kleine, unbestimmbare Holzsplitterchen. Auch die Entnahmestelle 4 erbrachte nur aller-

feinsten Pflanzenhäcksel; kleine Hautgewebefetzen darunter mögen von Glumifloren herrühren. Es ist auffällig, daß die Untersuchung des Sandlehms, der doch durch das Vorkommen zahlreicher Vivianitspuren die Gegenwart einer mehr oder minder reichen Organismenwelt zur Zeit seiner Ablagerung vermuten läßt. in Bezug auf Pflanzenführung solch ein negatives Ergebnis zeitigte, obwohl von den beiden Entnahmestellen 3 und 4 Lehmmassen von je $^1/_5$ cbm durchgeschlämmt worden waren. Den Grund dafür bietet m. E. die Eigenschaft dieser Schicht als altdiluviale Lößablagerung.

cα) Recht ergiebig war die Ausbeute im Faulschlammtone $\partial i b_F$. An den drei Entnahmestellen 1a, 1b und 1c kamen Reste folgender Arten vor:

Carex sectio Vignea Beauv. et Rchb. neun kleine, balglose Nüßchen in 1a, eine balglose Nuß in 1c
Urtica dioica L. ein Nüßchen in 1c
Atriplex hastatum L. ein Same in 1c
Ranunculus Lingua L. zwei Früchtchen in 1a, vier in 1c
?Thalictrum sp. ein flachgedrücktes Früchtchen in 1c
?Crucifere ein flachgedrückter Same in 1c
Silene vulgaris Garcke. zahlreiche Samen sowohl in 1a als in 1c
Lycopus europaeus L. eine Fruchtklause in 1a
Sambucus racemosa L. ein Fruchtstein in 1c
Rubus Idaeus L. zwei Fruchtsteine, die wahrscheinlich dieser Art zugehören, in 1c
Rubus sectio Eubatus Focke. je zwei Fruchtsteine in 1b und 1c.
Moehringia trinervis Clairv. drei Samen in 1a, einer in 1b und drei in 1c
Crataegus Oxyacantha L. ein Fruchtstein in 1c
Stachys silvestris L. ein Nüßchen in 1c
Cornus sanguinea L. ein Fruchtstein in 1c
Komposite, zwei kleine Achänen ohne Pappus, die zu einer Art von *Cirsium* zu gehören scheinen, in 1c
Cenococcum geophilum Fries. drei Peridien in 1b, sieben in 1c.

Dazu kommen noch vier absonderliche, wahrscheinlich pflanzliche Gebilde, deren Deutung bisher nicht glückte.

c β) Am meisten pflanzliche Reste lieferte natürlich der Faulschlammtorf ∂it_F des Haupterdfalltrichters. Hier konnte ich folgende Arten feststellen.

Phragmites communis Trin. halbmazerierte Bruchstücke vom oberirdischen Stengel, sowie Siebplatten von den Stengelknoten.

Carex Pseudo-Cyperus L. zahlreiche Nüßchen mit wohlerhaltenem Schlauch.

Carex remota L. ein stark beschädigter Balg.

Carex sectio Vignea Beauv. et Rchb. mehrere schlauchlose Nüßchen.

Betula verrucosa Ehrh. einige Laubblätter von dreieckiger Gestalt mit lang ausgezogener Spitze und scharf doppeltgesägtem Rande.

Corylus Avellana L. Von der Hasel sind zahlreiche Laubblätter, einige männliche Blütenkätzchen, ferner viele Früchte in den verschiedensten Stadien der Entwicklung vorhanden. Es fanden sich kleine, offenbar in unreifem Zustande abgefallene Kümmerformen neben völlig ausgereiften, gut entwickelten Formen. Sie gehören in der Mehrzahl zu der kurzen, fast kugeligen Form, einige zu der zwischen dieser und der langen Form stehenden.

Die Messung ausgereifter Nüsse ergab folgende Verhältnisse:

	Länge mm	Breite mm	Dicke mm	Verhältnis Länge : Breite
I	20	15	12	16 : 12
	20	15	14	16 : 12
	17	12	10	17 : 12
	16	13	11	16 : 13
II	19	17	12	19 : 17
	16	14	12	16 : 14
	16	15	13	16 : 15
III	16	16	12	16 : 16
	13	13	11	16 : 16

Ranunculus Lingua L. Bälge in größerer Zahl.
» *acer* L. einige Bälge.

Tilia platyphyllos Scop. einige Früchte, und zwar solche in halbreifem und solche in ausgereiftem Zustande.

Tilia ulmifolia Scop. zahlreiche Früchte in verschiedenen Entwicklungsstadien vom Fruchtansatz bis zur ausgereiften Frucht. Auch Laubblätter der Linde wurden beobachtet.

Acer platanoides L. Vom platanenblättrigen Ahorn fanden sich Laubblätter und zahlreiche Früchte, gut entwickelt und ausgereift, z. T. mit wohlerhaltenem Flügel. Es hatte z. B. eine Frucht samt Flügel die Länge von 38 mm; die Samen, in der Axe gemessen, sind meist 12—15 mm lang bei einer an der Anheftungsstelle gemessenen Breite von 9—10 mm.

— *campestre* L. eine Frucht mit abgebrochenem Flügel

— sp. ein ausgewachsener, vollkommener Samen ohne Flügel, in der Form dem Samen von *A. platanoides* ähnlich, aber kleiner (Länge von der Anheftungsstelle bis zur Spitze 9 mm; größte Breite, parallel der Anheftungsstelle, aber 2 mm davon entfernt, beträgt 6 mm) und nicht die grobnetzige, derbe Nervatur zeigend wie jener. Auch streben die Nervaturlängsstränge nicht wie ein Bündel am Rande des Samens entlang nach der Spitze des Samens hin, sondern gehen ungefähr parallel über die Seitenflächen des Samens hinweg. Doch scheinen die Flügel wagrecht ausgespreizt gewesen zu sein wie bei *A. platanoides*. Die Arten *A. Pseudoplatanus* und *A. campestre* kommen nicht in Betracht bei der Vergleichung.

Quercus Robur L. spec. plant. Es fanden sich kurzgestielte, geöhrte Laubblätter, Zweigbruchstückchen, rundliche Knospen, Fruchtnäpfchen und Früchte.

Fraxinus excelsior L. Von der Esche wurden außer zahlreichen Früchten und Fiederblättchen besonders viele Bruchstücke von Stamm- und Wurzelholz festgestellt.

Die Bruchstücke waren meist nur 20—50 cm lang und hatten Querdurchmesser von 5—15 cm.

Viscum album L. mehrere Blätter.

Lycopus europaeus L. zahlreiche Nüßchen, die meist in großer Zahl nesterartig beieinander in der faulschlammigtonigen Grundmasse des Faulschlammtorfes lagen.

Moosreste:

Ditrichum flexicaule Hampe. einige Sproßspitzen und Stammstücke.

Leucodon sciuroides (L.) Schwägr. ein größeres Stammstück mit Ästen.

Anomodon apiculatus Bryol. Eur. ein Stammstück mit Ästen.

Hypnum aduncum Hedw. Bruchstück eines Astes.

Acrocladium cuspidatum (L.) Lindb. Stammstück mit Ästen und einige kleine Bruchstücke.

cγ) Der Faulschlammsand (∂is_F) des Haupttrichters schien zunächst eine ähnliche Ausbeute an Pflanzenresten zu versprechen wie der Faulschlammton unter dem Torfflöz. Aber trotz der genauesten Untersuchung, die sich auf die ganze erschlossene Breite der Schicht erstreckte, wurden an bestimmbaren Pflanzenresten nur festgestellt von

Alisma Plantago L. dreizehn Samen, alle aus 2d stammend.

Außerdem fanden sich in 2d viele kleine, unbestimmbare Hautgewebefetzen, wohl von Wasserpflanzen (vgl. *Alisma Plantago*) herrührend. Auch in 2b wurde durch die Schlämmung etwas Pflanzenhäcksel gewonnen. Es handelt sich auch hier um sehr kleine, durch Verrottung gänzlich zerfallene, unbestimmbare Hautgewebefetzen. Dagegen war die Schicht fast gleichmäßig mit Holzaschenteilchen und feinsten Splittern von Brandkohlen (darunter von Kiefernholz) durchsetzt.

d) Im Schotterlehm **dl** erbrachte die Schlämmung einer etwa $^1/_5$ cbm großen Probe aus der Entnahmestelle 6b nur in sehr spärlicher Menge allerfeinsten Pflanzenhäcksel und einen einzigen Samen von *Chenopodium* (*album* L.?).

e) Der Lößlehm $\partial\mathfrak{L}$ enthielt nirgends Pflanzenreste.

Zusammenstellung der in den diluvialen Schichten des Tonlagers von Krölpa ermittelten Pflanzenarten.

	Schuttlehm p(zo)	Sandlehm δ𝔖	Faulschlamm-ton δitF	Faulschlamm-torf δitF	Faulschlamm-sand δisF	Schotterlehm dl	Lößlehm δ𝔏
	a	b	cα	cβ	cγ	d	e
1. *Cenococcum geophilum* Fries		+	+				
2. **Ditrichum flexicaule* Hampe				+			
3. **Leucodon sciuroides* (L.) Schwägr.				+			
4. **Anomodon apiculatus* Bryol. Eur.				+			
5. **Hypnum aduncum* Hedw.				+			
6. **Acrocladium cuspidatum* (L.) Lindb.				+			
7. *Alisma Plantago* L.					+		
8. ? *Glumiflorae* (Hautgewebefetzen, feinster Häcksel)		+			+	[+]	
9. *Phragmites communis* Trin				+			
10. *Carex* sect. *Vignea* Beauv. et Rchb.			+	+			
11. *Carex Pseudo-Cyperus* L.				+			
12. **Carex* cfr. *remota* L.				+			
13. *Corylus Avellana* L.				+			
14. *Betula verrucosa* Ehrh.				+			
15. *Quercus Robur* L. spec. plant.				+			
16. *Urtica dioica* L.			+				
17. [*Chenopodium* sp. (*album* L.?)]						[+]	
18. *? *Thalictrum* sp.			+				
19. *Ranunculus Lingua* L.			+	+			
20. **Ranunculus acer* L.				+			
21. **Atriplex hastatum* L.			+				
22. *? *Cruciferae*			+				
23. *Silene vulgaris* Garcke			+				
24. *Moehringia trinervis* Clairv.			+				
25. *Acer platanoides* L.				+			
26. *Acer campestre* L.				+			
27. **Acer* sp.				+			
28. *Cornus sanguinea* L.			+				

	Schuttlehm p(zo)	Sandlehm δℒ	Faulschlamm-ton δihF	Faulschlamm-torf δitF	Faulschlamm-sand δisF	Schotterlehm dl	Lößlehm δℒ
	a	b	cα	cβ	cγ	d	e
29. *Crataegus Oxyacantha* L.			+				
30. *Sambucus racemosa* L.			+				
31. *Rubus Idaeus* L.			+				
32. **Rubus sectio Eubatus* Focke			+				
33. *Tilia platyphyllos* Scop.				+			
34. *Tilia ulmifolia* Scop.				+			
35. **Viscum album* L.				+			
36. *Compositae*			+				
37. *Fraxinus excelsior* L.				+			
38. *Stachys silvestris* L.			+				
39. *Lycopus europaeus* L.			+	+			
40. feuerverkohlte Holzsplitter (*Pinus* p.p.) und Asche in größeren Mengen					+		
	0	2	17	22	3	[2]	

3. Spuren des diluvialen Menschen bezw. menschlicher Tätigkeit.

In der weiteren und näheren Umgebung von Krölpa sind schon vor vielen Jahren und seitdem wiederholt Funde gemacht worden, die Zeugnis geben von der Anwesenheit des Menschen in der Gegend zu jener Zeit, als die großen diluvialen Säuger hier lebten. Es sei in erster Linie an den im Jahre 1874 gemachten wichtigen Fund bei Gera erinnert, den K. Th. Liebe[1]) aufs sorgfältigste untersucht und eingehend beschrieben hat. Von dem als Lindenthaler Hyänenhöhle in der Literatur bekannten Fundort hat Liebe künstlich deformierte Knochen beschrieben, z. B. in regelmäßiger Weise quer durchgeschlagene Röhrenknochen, ferner ebensolche Knochen, die der Länge nach aufgespalten

[1]) Liebe, K. Th., Die Lindenthaler Hyänenhöhle. I. und II. Stück. Jahresber. d. Gesellsch. von Freunden der Naturwiss. in Gera. 1873—1874 und 1875—1877.

waren, wieder andere, die gerundete und geglättete Bruchstellen zeigten. Bemerkenswerterweise stammen diese Knochen alle von pflanzenfressenden Säugern, nämlich vom Stier, vom Pferd, von Hirscharten. Wichtig ist dabei auch der Fund eines »unzweifelhaften Bruchstückes von einem Feuersteinmesser«, sowie eines »unzweifelhaft künstlich zugehauenen« Schabers aus Feuerstein in den tiefern Schichten der Höhle. Sodann ist der reiche Fundort für diluviale Tierreste zu nennen, der sich auf dem Giebelstein bei Klein-Kamsdorf in nur 9 km südwestlicher Entfernung von unserer Fundstätte Krölpa befindet und zum erstenmal von R. Richter[1]) unter dem Namen der »Fuchslöcher« in der Literatur bekannt gegeben worden ist. Seit dem ersten im Jahre 1873 dort gemachten Funde wurden wiederholt Nachgrabungen vorgenommen, am umfangreichsten und ausgiebigsten wohl von E. Zimmermann[2]) im Jahre 1907. Unter den zahlreichen Wirbeltierarten, die bisher — die Bearbeitung der 1907 gemachten Ausbeute ist von Herrn H. Schröder in Aussicht genommen — festgestellt wurden, nehmen die Säugetiere auch hier den ersten Platz ein, und auch hier zeigte sich die Merkwürdigkeit, daß viele Knochen Spuren menschlicher Tätigkeit erkennen lassen. Überdies kamen auf dem Giebelstein auch kleine Bröckel von Holzkohle, und zwar von Kiefernholz, sowie Spuren von Asche vor, die im diluvialen Lehm und in dem mit großen Blöcken durchsetzten Dolomitgrus der Fundstelle »in äußerst unregelmäßiger Weise« (E. Zimmermann I a. a. O.) eingebettet waren. Man wird aus den angegebenen Tatsachen mit Recht folgern, daß gleichzeitig mit der ermittelten diluvialen Tierwelt auch der Mensch in der Gegend anwesend war.

Das eigenartige Vorkommen von Brandkohlen und Asche in der Fundstätte des Giebelsteins erscheint mir in diesem Zusammenhang wichtig genug, um näher darauf einzugehen. Das Auffinden von Brandkohlen oder Asche in einer diluvialen Schicht

[1]) Richter, R., a. a. O. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. Bd. 31. 1879.

[2]) Zimmermann, E., I. Erläuterungen zu Blatt Saalfeld der Geologischen Karte von Preußen usw. II. Aufl. 1914.

berechtigt an sich durchaus noch nicht zu dem Schlusse, daß diese Brandreste aus einer Feuerstelle des diluvialen Menschen herrühren; sie können vielmehr ebensogut aus einem auf natürliche Weise durch Blitzschlag entstandenen Brande stammen. Solche Fälle hat es natürlich in der Diluvialzeit ebenso gegeben, wie sie in der Gegenwart häufig genug vorkommen. Auch aus alluvialen Ablagerungen sind viele solche Erscheinungen bekannt. Namentlich in Torfmooren finden sich horizontale »Brandlagen« des öftern in den verschiedensten Tiefen. Für eine solche Brandschicht in rein phytogenen Ablagerungen erscheint als nächstliegende und natürlichste Erklärung die, daß sie aus einem durch Blitzschlag hervorgerufenen Moorbrande herrühre, durch welchen die ehemalige Vegetationsdecke des Moores mehr oder weniger vollständig eingeäschert wurde. Aber auch, wenn in rein mineralischen Ablagerungen feuerverkohlte Holzreste und Aschenspuren gefunden werden, können sie auf denselben Ursachen eines natürlich entstandenen Brandes beruhen. Ein vorzeitlicher Wald- oder Steppenbrand wird nicht nur zur Folge gehabt haben, daß, soweit die Brandfläche reichte, Holzkohlen und Aschenreste sich der Schicht mitteilten, sondern daß auch über die Brandfläche hinaus vom Winde kleine Kohlensplitter und Aschenteilchen mehr oder weniger weit verweht und schließlich abgesetzt wurden. Solche Deutung wird namentlich dann Anspruch auf Richtigkeit erheben können, wenn die Brandreste in dünner Lage schichtig liegen, oder wenn die Kohlensplitter und -stäubchen einen bestimmten, ebenfalls nur geringmächtigen Horizont innerhalb der Schicht einnehmen.

Wenn aber auf eng umgrenztem Raume die Brandreste in äußerst unregelmäßiger Weise in den verschiedensten Tiefenlagen einer und derselben diluvialen Schicht vorkommen, wie es auf dem Giebelstein der Fall ist, so glaube ich mit der Deutung nicht fehl zu gehen, sie als Zeugen für die ehemalige Anwesenheit des diluvialen Menschen zu betrachten; er hatte in nächster Nähe vorübergehend oder dauernd seine Feuerstelle. Diese Deutung halte ich unter Umständen auch für berechtigt, selbst wenn

nicht, wie es auf dem Giebelstein der Fall ist, noch andere Beweisgründe dafür vorliegen. Denn es wäre doch merkwürdig und erscheint äußerst unwahrscheinlich, daß an ein und derselben Stelle immer wieder ein Naturbrand ausgebrochen sein und derartig unregelmäßig verteilte Brandreste hinterlassen haben sollte. Aus demselben Grunde wird man auch dem Umstande, daß eine diluviale Schicht nicht bloß in einer dünnen Lage, auch nicht bloß vereinzelt sondern in gleichmäßiger Durchsetzung kleine Kohlenstückchen, -splitter und -stäubchen enthält, eine gewisse Beweiskraft für die Vermutung zugestehen dürfen, daß der diluviale Mensch in der nähern Umgebung solcher Örtlichkeit längere Zeit (vielleicht durch Generationen hindurch) seine Heimstätte aufgeschlagen hatte.

Ich möchte diese Deutung vor allem auf jene bei Röblitz, etwa 2,2 km nördlich vom Giebelstein belegene Fundstelle von diluvialen Säugetierresten anwenden, von der Richter (a. a. O. S. 287—288) mitteilt, daß beim Abbau eines mächtigen Gipslagers in den Unteren Letten des Oberen Zechsteins eine Höhle geöffnet wurde, die mit »ungeschichtetem Löß mit Lößkindchen« ausgefüllt war und Reste von *Canis lupus-spelaeus*, *Arvicola*, *Equus*, *Cervus* und ecaudaten Batrachiern, aber auch kleine Kohlenstückchen enthielt, die wahrscheinlich von der Kiefer herrührten. »Da sie durch die ganze Lößmasse zerstreut waren und eine Feuerstelle sich nicht hat entdecken lassen, so muß es einstweilen dahingestellt bleiben, ob diese Kohlen Zeugnis für ein von Menschen angezündetes Feuer ablegen oder für einen auf andere Weise entstandenen Brand« (a. a. O. S. 288).

Und ebenso glaube ich diese Deutung mit Recht ausdehnen zu dürfen auf die Schicht c_{γ} unseres Profils bei Krölpa, in welcher Schicht die Spuren von Feuerbränden die ganze Masse durchsetzen. Bei der Schlämmung der Proben aus den Entnahmestellen 2a bis 2e war die erste abgegossene Trübe schaumig und aschgrau und enthielt viele kleine und kleinste Splitterchen von pechschwarzer Brandkohle. Dieses Verhalten des Faulschlammsandes im Teilprofil 3 bildet einen auffälligen Gegensatz zu den

unterlagernden Schichten, insbesondere zu der Schicht b, die als Sandlehm bezeichnet wurde. Diese Schicht enthielt zwar auch Punkte und Splitterchen von kohliger Pflanzensubstanz, aber nur sehr zerstreut und vereinzelt. Mag man diese Brandreste nun auf Naturbrände oder auf künstliche Feuer zurückführen (entscheiden läßt sich das hier wohl nie sicher), jedenfalls beweisen sie, daß zur Zeit der Ablagerung des Sandlehms nur gelegentlich Brände in der Gegend stattgefunden haben, wogegen in dem darauf folgenden, durch die Schichten $c\alpha$ bis $c\gamma$ unsers Profils vertretenen Zeitabschnitt die Brände derart an Häufigkeit zunahmen, daß wir wohl für diesen ganzen Zeitabschnitt — zum wenigsten aber für seinen jüngsten, durch die Schicht $c\gamma$ in Erscheinung tretenden Teil — Grund haben anzunehmen, daß unsere Gegend vom diluvialen Menschen seßhaft besiedelt war und nicht etwa bloß vorübergehend von ihm auf Jagdzügen durchstreift wurde. Ob er sich dabei des Feuers nur zur rohen Zubereitung seiner Mahlzeiten aus dem Fleisch der erlegten Tiere oder, namentlich gegen Ende des Zeitabschnittes, in erster Linie zum Schutz gegen die Unbilden eines beständig rauher werdenden Klimas bedient hat, das läßt sich aus den bisher gemachten Funden der Gegend nicht entscheiden. Es scheint mir aber für letztere Annahme der Umstand zu sprechen, daß die Brandkohlenschichten namentlich in Löchern und unvollkommenen Höhlen oder in deren nächster Umgebung auftreten, wie denn auch für die allernächste Umgebung unserer Fundstätte bei Krölpa die Annahme nicht unwahrscheinlich ist, daß zu jener Zeit eine vielleicht nur wenig über die allgemeine Bodenoberfläche hochragende und an einer Seite vielleicht überhängende Klippe von Plattendolomit einen primitiven Unterschlupf gewährt habe. Denn es zieht, wie auch die geologische Karte verzeichnet, ein nur 20—25 m breiter, isolierter Streifen von zu Tag tretendem Plattendolomit in westöstlicher Richtung über die Straße weg an die ihr parallel laufende Wand der Tongruben heran, und diese Wand selbst zeigt gerade an der Stelle ungemein viel Schutt von Plattendolomit über Letten und Gipsmassen, die in großen Blöcken vorhanden sind.

Es ist zugleich die Stelle, in deren Nähe die Schuttreste des S. 236 erwähnten, schon vor Jahren zerstörten diluvialen Torfflözes lagern.

In diesem Zusammenhange möchte ich eine weitere Beobachtung nicht unerwähnt lassen, die ich anläßlich meines Aufenthaltes in Krölpa im Frühjahr 1915 machte. Nur etwa 250 m in östlicher Entfernung von den Tongruben steigt, direkt jenseits der Talrinne des Krölpaer Baches, ein mächtiges Bryozoenriff des Mittleren Zechsteins bis zu der stattlichen Höhe von 340 m über NN empor. Die steil aufsteigende, stellenweise senkrechte und nackte Westwand des überaus zerklüfteten Dolomites erscheint an einer Stelle nahe der nördlichen Umbiegung des Riffes deutlich rauchgeschwärzt, und zwar aufwärts von der Stelle an, an welcher die dem Berg anlagernde Schutthalde beginnt. Das ist etwa in 280 m Höhenlage. Die Rauchschwärzung ist sehr auffällig, obwohl sie bis dahin von allen Einheimischen, mit denen ich über die Erscheinung sprach, unbeachtet geblieben war, und macht sich selbst aus der Ferne gesehen deutlich bemerkbar. Zunächst vermutete ich bei diesem Anblick, daß sie von Höhenfeuern herrühre, die etwa aus festlichen Anlässen von Zeit zu Zeit von der Bevölkerung des Dorfes an der Oberkante der Schutthalde abgebrannt würden. Als mir aber von verschiedener Seite versichert wurde, daß die Dorfjugend ihre Höhenfeuer nie dort, sondern viel höher, nämlich auf der Plattform des Bergrückens abbrenne, vermutete ich einen zeitlichen und genetischen Zusammenhang dieser Erscheinung mit dem Vorkommen der Brandkohlenschicht in unserem Diluvialprofil. Eine kurze Besichtigung der Stelle brachte mir die Überzeugung, daß hier eine jetzt verschüttete Höhle vorhanden sein müsse, aus welcher heraus der Rauch emporstieg, der die Dolomitwand außen und in den Rissen und Klüften aufwärts schwärzte. Zudem fand ich auch nach einigem Schürfen lose im Schutt liegend brandgerötete Dolomitstücke und vor allem an der Felswand selbst in einer etwa 1 m felseinwärts klaffenden Spalte brandgerötete Stellen der Wand. Nebenbei bemerkt: Daß in unserer Zeit — der Gegenwart — hier keine

Höhenfeuer abgebrannt worden sind, das fand ich durch die Untersuchung vollkommen bestätigt. Die Lagen und der Verlauf der Brandspuren lassen keinen Zweifel daran, daß sie von Feuern herrühren, die unter dem Fels als schützendem Dache gebrannt haben; mit andern Worten, es muß hier eine Höhle vorliegen.

Es zieht allerdings in der Nähe ein alter Stollen an der Grenze von Culm zum Zechstein ziemlich weit und mit Abzweigung einer Strecke in den Berg hinein; durch die Freundlichkeit des Herrn Desgraz, der sich mir als Führer angeboten hatte, konnte ich diesen Stollen in seiner ganzen Erstreckung befahren und dabei feststellen, daß von ihm aus die Rauchschwärzung nicht erfolgt sein kann; denn einmal zieht der Stollen nicht unter der Stelle der Rauchschwärzung durch, sodann ist das Hangende des Stollens nirgends klüftig, zeigt auch nirgends nennenswerte Rauchschwärzung. Dazu verläuft er in einem Niveau, das mindestens 10—15 m tiefer liegt als die Oberkante der Schutthalde. Ich bin fest überzeugt, daß die genannte Rauchschwärzung das Vorhandensein einer Höhle an dieser Stelle anzeigt, und vermute zuversichtlich, daß hier eine sorgfältige, systematische Aufgrabung für die geologisch-paläontologische Diluvialforschung wie für die prähistorische Forschung wichtige Resultate liefern wird. Herr Desgraz hat auch zugesagt, daß bis dahin die Örtlichkeit unberührt bleiben solle, und daß vor allem die Stelle zum Eingang der Höhle nicht von Laien an- und aufgegraben werden dürfe. Dem steht übrigens glücklicherweise auch das preußische Ausgrabungsgesetz verhindernd im Wege.

IV. Die pflanzenführenden Schichten in ihrer Beziehung zum diluvialen Klima.

Die Untersuchung hat deutlich gezeigt, daß der Mammutlehm von Krölpa durchaus zu trennen ist von den Schichten, die die Flora von gemäßigt-klimatischem Charakter beherbergen. Diese Schichten, die ich als Faulschlammschichten zusammengefaßt habe, enthalten die Reste einer Flora, die der heutigen

Flora der Gegend ganz und gar gleicht. Sie sind ohne Zweifel als interglazial zu betrachten. Die Temperaturverhältnisse zur Zeit ihrer Ablagerung müssen den heutigen der Gegend im allgemeinen ähnlich gewesen sein, namentlich in dem Zeitabschnitte, der durch die Faulschlammtorfschicht bezeichnet wird. Und was die Feuchtigkeitsverhältnisse betrifft, so gilt hier das Gleiche. Keinesfalls war das Klima der Gegend zu jener Zeit trockener als heute, ja es ist eher anzunehmen, daß es im Höhepunkt seiner Entwicklung etwas feuchter war. Auch Herr Professor Weber-Bremen schließt das z. B. aus dem Vorkommen von *Anomodon apiculatus* in der Faulschlammtorfschicht, wie er mir unterm 21. XII. 1916 brieflich mitteilte: »Das Vorkommen von *Anomodon apiculatus* scheint auf größere oder häufigere Niederschläge und höhere Luftfeuchtigkeit hinzuweisen, als gegenwärtig in der Fundgegend herrschen«.

Im einzelnen ist bemerkenswert, daß die Verteilung der Florenelemente auf die drei Faulschlammschichten einen ebenso häufigen Wechsel der Vegetation erkennen lassen. Die Faulschlammtonschicht $\delta\mathrm{ib}_F$ enthält namentlich Reste von Gräsern und Kräutern. Dazu kommen Sträucher wie Himbeeren und Brombeeren und einige mehr oder weniger strauchartig wachsende Holzgewächse wie Hartriegel, Weißdorn, Traubenhollunder. Das sind alles Arten, die zwar nur im gemäßigten Klimagürtel Europas vorkommen und nach ihrer horizontalen Verbreitung die kalte Zone meiden, wie sie nach ihrer vertikalen Verbreitung nicht bis in die alpine Region emporsteigen; aber innerhalb der gemäßigten Zone stellen sie keine besonderen klimatischen Anforderungen. Demgegenüber bezeichnet die Faulschlammtorfschicht $\delta\mathrm{it}_F$ den Höhepunkt der vegetativen und klimatischen Entwicklung. Hier herrschen Laubbäume stattlichsten Höhenwuchses vor, und zwar neben der Stieleiche (um die es sich wohl eher handelt als um die Traubeneiche) die kleinblätterige und die großblätterige Linde, die Esche und, außer einer unbekannten Ahornart, der Spitzahorn und der Feldahorn. Auch fehlen nicht die Sandbirke und der Haselstrauch. Es ist be-

merkenswert, daß von allen genannten Baumarten neben andern bestimmbaren Resten insbesondere zahlreiche vollkommen entwickelte und ausgereifte Früchte durch die ganze Mächtigkeit der Schicht hindurch vorkommen. Wägt man die Lebensbedingungen der genannten hochwüchsigen Baumarten gegeneinander ab, wie sie nicht nur in ihren Anforderungen an den Boden, sondern ganz besonders auch in ihren Anforderungen an die im jährlichen Gange der Temperatur und in den Jahresmengen der Niederschläge kontrollierbaren klimatischen Verhältnisse ihres Verbreitungsgebietes zum Ausdruck kommen, so erscheint die oben angeführte Schlußfolgerung bezüglich des Klimas vollauf gerechtfertigt. Die über dem Faulschlammtorf abgesetzte Faulschlammsand-Kulturschicht ∂is_F kennzeichnet sich durch eine auffällige Verarmung der Flora. Es ist sicher kein Zufall, daß trotz umfangreicher Untersuchung nur spärliche Reste von Gräsern und krautartigen Pflanzen, z. B. *Alisma Plantago*, festgestellt werden konnten. Das läßt vielmehr mit Gewißheit darauf schließen, daß die vorher so üppig hier gedeihende Laubwaldvegetation verschwunden war und an ihre Stelle eine nicht nur in ihrer äußeren Gestaltung kümmerliche, sondern auch in ihren klimatischen Anforderungen anspruchslose Pflanzenwelt trat, in der wohl die Kiefer als Baumart die Hauptrolle spielte. Wir erkennen daraus, daß nunmehr Vegetation und Klima den Höhepunkt ihrer Entwicklung überschritten haben, und daß rückschreitend in dieser Beziehung sich die Zustände wiederholen, die wir aus der untern der drei Faulschlammschichten, dem Faulschlammton, kennen gelernt haben. So leiten die klimatischen Verhältnisse der Faulschlammsand-Kulturschicht allmählich über zu denjenigen, in denen die Ablagerung des Schotterlehms **dl** und des Schotters **dag** als glazialer bezw. fluvioglazialer Bildungen möglich wurde.

Dem Funde eines einzigen Samens von *Chenopodium (album?)* sowie spärlichen Pflanzenhäcksels im Schotterlehm **dl** ist wohl keine Bedeutung beizumessen. Ich verzeichne ihn zwar, weil er eben gemacht wurde, glaube aber, daß hier eine Verunreinigung eines Teiles der untersuchten Proben vorliegt, obgleich ich mir

nicht mehr Rechenschaft darüber geben kann, wie solches möglich war. Jedoch erscheint schon der Umstand verdächtig, daß es gerade ein Same von *Chenopodium*, dieses Allerweltsunkraut (Ruderalpflanze) ist, um den es sich handelt.

Wesentlich anders als zur Zeit der Faulschlammbildungen waren die klimatischen Verhältnisse in dem voraufgegangenen Zeitabschnitt, in dem der Sandlehm $\partial\mathfrak{L}$ zur Ablagerung gelangte. Leider erfahren wir mangels jeglicher sicheren, bestimmbaren Fossileinschlüsse im Sandlehm nichts über die Temperaturverhältnisse, die das Klima unserer Gegend in jenem Zeitabschnitt beherrschten; jedoch gestattet die Ablagerung als solche einen Schluß auf die Feuchtigkeitsverhältnisse. Wir können mit Recht annehmen, daß damals in der Gegend ein trockenes Klima herrschte, das die Steppenbildung und die Ablagerung von Löß begünstigte. Unter diesem Gesichtspunkt betrachtet, bietet die Armut des Sandlehms an bestimmbaren Pflanzenresten nichts Auffälliges. Das häufige Vorkommen von Spuren und Resten kleiner Knöchelchen aber wird zum großen Teil auf kleine Nagetiere zurückgeführt werden können, die die Steppe bevölkerten.

So sehen wir, daß das Klima der Gegend zu jener Zeit, die zwischen der Bildung des Schuttlehms **p(zo)** im Liegenden und der Ablagerung des Schotterlehms **dl** im Hangenden des Diluvialprofils von Krölpa liegt, keineswegs gleichmäßig war, sondern einem gesetzmäßigen Wechsel unterlag. Derselbe kennzeichnet sich als eine Entwicklung der klimatischen Verhältnisse von ungünstigen Vegetationsbedingungen aus zu immer günstiger werdenden fortschreitend bis zu einem Höhepunkt, der zur Zeit der Ablagerung der Faulschlammtorfschicht $\partial \mathbf{it}_{\mathbf{F}}$ erreicht wird. Von da an werden die klimatischen Verhältnisse rasch wieder ungünstiger, bis sie zur Zeit der Ablagerung des Schotterlehms **dl** und des Schotters **dag** wiederum ein Minimum erreichen. Mit andern Worten, wir haben hier den normalen, typischen Entwicklungsgang des Klimas von einer Glazialzeit über eine Interglazialzeit bis wieder zu einer Glazialzeit vor uns.

V. Das geologische Alter der einzelnen Diluvialschichten von Krölpa.

Eine befriedigende, einheitliche Gliederung des thüringischen Diluviums ist bis jetzt noch nicht gelungen, obwohl zahlreiche verdienstvolle Untersuchungen über das Diluvium verschiedener Gegenden des Gebietes vorliegen; es sei nur an die Veröffentlichungen von K. v. Fritsch und Wüst, von Weissermel und Siegert, Naumann und Picard erinnert[1]). Die Arbeiten der genannten Forscher beziehen sich aber alle auf Gebiete, die sich teils um die Städte Weimar und Jena gruppieren, teils weiter nördlich liegen. Aus dem südlich anstoßenden Gebiet des Thüringer Buntsandsteinplateaus, im besonderen aus der Umgebung des mittleren Saaletales zwischen Saalfeld und Kahla, sind zwar auch, so namentlich von E. Zimmermann I mit Bezug auf die Gegend von Saalfeld, Mitteilungen erfolgt, in denen vom neueren geologischen Standpunkt aus die Entwicklung und die Art des Diluviums beurteilt werden; aber sie reichen noch nicht aus, um eine einheitliche Gliederung dieses Diluviums zu ermöglichen. Dazu ist vor allem die mit Ausnahme des Meßtischblattes Saalfeld noch ausstehende geologische Neuaufnahme der Gegend nötig. Aus diesem Grunde kann auch das Diluvialprofil von Krölpa nur als ein Beitrag zur Lösung der Frage betrachtet werden.

Was den Löß ∂𝔏 betrifft, der das Hangende des Krölpaer Diluvialprofils bildet, so ist jedenfalls sicher, daß er einen isolierten Teil der allgemeinen Lößdecke des ganzen Gebietes darstellt. Das jungdiluviale Alter dieses Lößes dürfte heute wohl unbestritten sein, wenn auch die Meinungen darüber noch auseinandergehen, ob seine Ablagerung in den Beginn oder in den Höhepunkt oder in den Schluß der letzten Eiszeit zu setzen ist. Ich selbst neige

[1]) Literatur siehe bei: Siegert, L. und W. Weissermel, Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. Abhandl. der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., Heft 60. Berlin 1911.

aus Gründen, die ich an anderer Stelle[1]) auseinandergesetzt habe, zu der Ansicht, daß der Löß im eisfreigebliebenen breiten Randgürtel der letzten Vergletscherung Norddeutschlands eine früh- und hochglaziale Bildung dieser letzten, dritten Eiszeit darstellt. »Während im vergletscherten Gebiet die Moränen des vorrückenden Landeises abgelagert wurden, herrschte im nicht vereisten Gebiet äolische Lößbildung« (a. a. O. S. 245). Das leicht bewegliche Material hat natürlich während der Postglazialzeit, namentlich in deren erstem Abschnitt, solange sich noch keine geschlossene Vegetation angesiedelt hatte, eine mannigfache Umlagerung und Verschleppung teils auf äolischem teils auf aquatischem Wege erfahren.

Zwischen dem Löß und den ihn unterlagernden Schichten besteht eine deutliche Diskordanz, die weder in unserm Profil noch in den Aufschlüssen der übrigen geologisch untersuchten Gegenden des nördlichen Thüringens fehlt. Man gewinnt hier überall die Überzeugung, daß vor der Ablagerung des Lößes die Herausbildung einer großen Denudationsfläche stattgefunden hat, wie denn auch Siegert[2]) diesen Punkt für die ganze Umgegend des Saaletales von Jena abwärts bis Halle nachdrücklich hervorhebt. Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir diese ausgedehnten und tiefgreifenden Denudationsvorgänge der Hauptsache nach in die zweite Interglazialzeit verlegen.

Unter dem Löß folgen bei Krölpa Schotterlehm **dl** und Schotter **dag** als gleichzeitige Ablagerungen der zweiten Eiszeit, wobei ich jenen als Grundmoräne, diesen als Fluvioglazial auffasse. Es sind in neuerer Zeit von verschiedenen Seiten, insbesondere auch von E. Zimmermann I, Bedenken gegen die soeben

[1]) Vgl. Stoller, J. Ein Diluvialprofil im Steilufer der Werre bei Nienhagen unterhalb Detmold und seine Bedeutung für die Gliederung des Diluviums jener Gegend. Dieses Jahrb. f. 1916, Bd. XXXVII, T. I. S. 225.

[2]) Siegert, L. Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale im Anschluß an die Konferenz der Direktoren der Deutschen Geologischen Landesanstalten im Jahre 1908. Dieses Jahrb. für 1909, Bd. XXX, T. II, S. 13.

angeführte, übrigens schon in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts aufgekommene und z. B. von Richter und von Liebe vertretene Auffassung geäußert worden, daß das diluviale nordische Landeis jemals bis in die Gegend von Saalfeld vorgestoßen sei. Diese Bedenken gründen sich auf die Feststellung einer Südgrenze der nordischen Geschiebe (wobei es sich in den allermeisten Fällen um die Feststellung von Feuersteinen und nur in ganz seltenen Fällen um aufgefundene nordische Granite, Gneiße und Porphyre handelt) und des Fehlens von typischen Grundmoränen südlich von dieser Grenze. Was jene Südgrenze betrifft, so verläuft sie, soweit sie für die Beurteilung unserer Gegend wichtig ist, nach R. Wagner[1]) von Magdala (südwestlich von Jena) südlich an Jena vorbei (Ammerbach) mit ungefähr ostsüdöstlicher Richtung über Roda nach Weida. Wenn man aber in Erwägung zieht, daß diese Grenzlinie eine ganz bedeutend nach Süden vorgeschobene Verlegung jener Grenze bedeutet, die noch im Jahre 1892 durch Regel[2]) von Jena aus in nordöstlicher Richtung über Kamburg bis Stößen und von da erst in südsüdöstlicher Richtung nach Gera gezogen worden war, daß ferner nach einer Bemerkung von Zimmermann (vergl. Wagner, R. a. a. O. S. 111) im Elstertale noch bei Greiz, das in gleicher Breite mit Saalfeld liegt, und sogar bei dem noch weiter südlich gelegenen Plauen Feuersteine im Diluvium anstehend und lose nachgewiesen wurden, ferner daß im Nordwesten unserer Gegend diese Grenzlinie nach den bisherigen Beobachtungen von Gotha aus sich in ziemlich gradem Verlauf bis gegen Arnstadt hinzieht, also in einer Richtung, die schnurstracks auf Saalfeld loszielt, so wird man dem Umstand, daß auch in der Umgebung von Saalfeld nach Zimmermann[3]) reichlich Feuersteine (wenngleich »zum größten Teil deutlich bearbeitet«) an vielen Stellen auf dem Roten Berge gefunden wurden,

---

[1]) Wagner, R. Das ältere Diluvium im mittleren Saaletale. Dieses Jahrb. für 1904, Bd. XXV.

[2]) Regel, F. Thüringen. I. Teil. Jena 1892.

[3]) Zimmermann, E. Das Diluvium auf Blatt Saalfeld. Dieses Jahrb. f. 1909, Bd. XXX, Teil II, S. 17.

und daß nach dem Zeugnis von Liebe und Richter auf dem Gleitsch nordische Blöcke von Granit und Hornblendegestein vorgekommen sein sollen, nicht ohne weiteres alle Beweiskraft für die Einbeziehung dieser Gegend in das Gebiet der Verbreitung nordischer Geschiebe absprechen können. Was aber das Fehlen von nordischen Geschieben und typischen Grundmoränenbildungen in der Form von Geschiebelehm im Gebiet des thüringischen Buntsandsteinplateaus zwischen Saalfeld und der von Wagner aufgestellten Südgrenze der nordischen Geschiebe betrifft, so kann demgegenüber bemerkt werden, daß auch in dem großen Gebietsdreieck Jena—Stößen—Gera, das von Regel noch für ein gänzlich eisfrei gebliebenes Gebiet gehalten worden war, neuerdings echte Moränenbildungen nachgewiesen wurden, die früheren Beobachtungen eben nicht zugänglich gewesen oder sonstwie entgangen waren, wie z. B. Wagner (a. a. O. S. 109) aus dem sogenannten Hochwald nicht weit nordöstlich von Lotschen einen echten Geschiebemergel nebst Bänderton auf Sandstein und Konglomerat auflagernd beschreibt und abbildet, wobei er betont, daß alle Teile dieses Diluvialprofils nordische Gemengteile, darunter auch Granite und Gneise, enthalten. Da erscheint die Annahme durchaus nicht unwahrscheinlich, daß die noch ausstehende neue geologische Durchforschung des strittigen Gebietes, dessen geologische Spezialkartierung hauptsächlich in den schon 1881 und 1885 erschienenen Lieferungen 17 und 28 der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten niedergelegt ist, ebenfalls da und dort noch zerstreute Erosionsreste von echten Moränenbildungen mit nordischen Geschieben ergeben wird. Außerdem ist wohl zu beachten, daß in diesem äußersten südlichen Randgebiete des nordischen Landeises das Vorkommen von untypischen Moränenbildungen in der Form von Lokalmoränen viel häufiger zu erwarten steht als das von typischem Geschiebemergel. Alle diese Erörterungen lassen im Verein mit den Schlüssen, die weiter oben aus der petrographischen Beschaffenheit und der Art des Auftretens des Schotterlehms im Krölpaer Diluvialprofil abgeleitet wurden, die Annahme berechtigt erscheinen, daß das Land-

eis der zweiten Vergletscherung Norddeutschlands mit Bezug auf unsere Gegend erst an den Mittelgebirgen des Thüringer Waldes, des Frankenwaldes und des Erzgebirges sein äußerstes und endgültiges Hindernis gefunden hat, wobei es allerdings sehr wahrscheinlich ist, daß bis zu dieser äußersten Begrenzung nur ein einmaliger und vielleicht nur kurz dauernder Vorstoß des Landeises stattfand. Unter dieser Annahme läßt sich auch das Lager von diluvialen Wirbeltierresten auf dem Giebelstein chronologisch zwanglos in die Zeit vor, während und nach diesem Eisvorstoß der zweiten Eiszeit einordnen.'

Die unter dem Schotterlehm auftretenden Faulschlammschichten kennzeichnen sich, wie dies weiter oben ausführlich begründet worden ist, als echte Interglazialschichten. Chronologisch gehören sie also der ersten Interglazialzeit an.

Es folgt der Sandlehm $\delta\mathfrak{L}$, der weiter oben als Lößbildung gedeutet wurde. Nach Ursache und Art seiner Entstehung dem jungdiluvialen Löß zu vergleichen, dürfte er chronologisch mit Recht als ein Gebilde der ersten Eiszeit aufzufassen sein, und es ergibt sich unter dieser Annahme die weitere Folgerung, daß das Landeis der ersten Eiszeit, ganz ebenso wie das der dritten (letzten) Eiszeit, nicht bis in die Gegend von Saalfeld—Krölpa vorgedrungen ist.

Damit bleibt für den das Liegende des Diluvialprofils von Krölpa bildenden Schuttlehm **p(zo)** nur die Annahme eines »präglazialen« Alters übrig, wobei allerdings nicht bewiesen werden kann, ob der Beginn seiner Bildung, wie ich vermute, in den Anfang des Diluviums mit den klimatischen Vorboten der nahenden ersten Eiszeit oder in den Ausgang des Pliocäns zu setzen ist. Ein höheres Alter erscheint aus dem Grunde ausgeschlossen, weil dieser Schuttlehm die Lagerstätte der aufgefundenen Reste von *Elephas primigenius* ist. Diese Elefantenart tritt aber in Europa frühestens im oberen Pliocän auf.

Nach den bisherigen Ausführungen ergibt sich für die chronologische Gliederung des Diluvialprofils von Krölpa folgendes Schema:

Signatur	Schichten des Profils		Zeitabschnitte
∂	Löß ∂𝔏		Glazial 3
di	Lücke		Interglazial II
d	Schotterlehm dl + Schotter dag		Glazial 2
δi	Faulschlammschichten	Sand (Kulturschicht) δisF Torf δitF Ton δihF	Interglazial I
δ	Sandlehm δ𝔏		Glazial 1
p	Schuttlehm (Mammuthlehm von Krölpa) p(zo)		Präglazial

Druckfertig abgeschlossen am 14. September 1919.
Druck verfügt am 21. April 1920.

Zur Kenntnis der Kreidescholle von Oppeln in Oberschlesien.

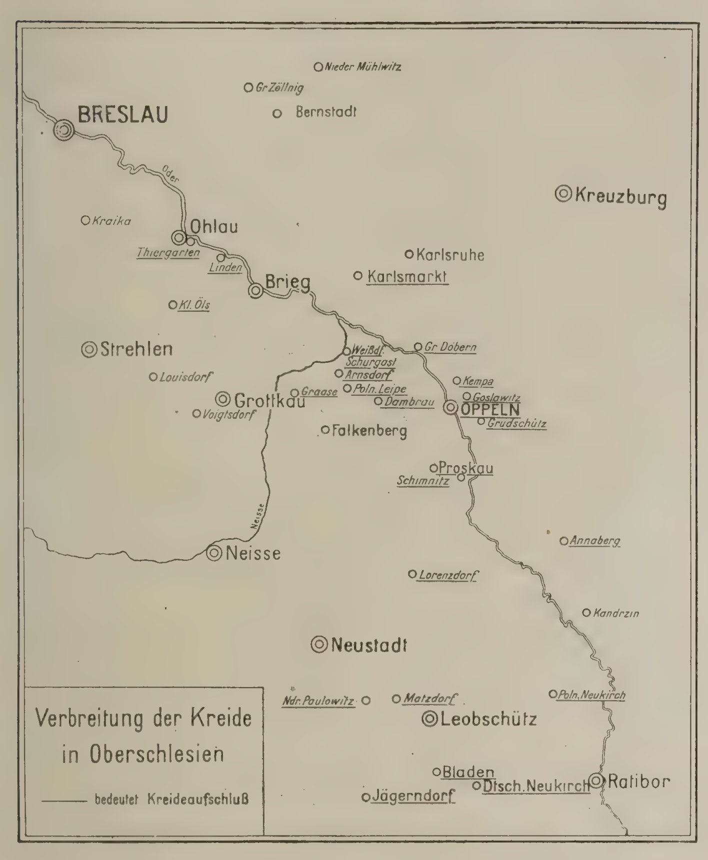
Von Herrn **R. Michael** in Berlin.

Mit 1 Textfigur.

Bohrung Schurgast.

An der Vereinigung des Neisse-Tales mit der Oder-Niederung ist zum Zwecke der Wasserversorgung des Schlosses Schurgast im Jahre 1913 an der Ziegelei westlich vom Schloß eine tiefere Bohrung niedergebracht worden, welche einige bemerkenswerte geologische Tatsachen ergab. Mehrere flachere Bohrungen in der unmittelbaren Umgebung, auch eine 85 m tiefe Bohrung für die Wasserversorgung der Stadt Schurgast, waren vorausgegangen.

Die bis 282 m Teufe niedergebrachte Bohrung wurde seitens der Staatlichen Bohrverwaltung mit großer Sorgfalt ausgeführt; die fortlaufend gewonnenen Proben konnten ständig untersucht werden. Zeitweilig wurde mit der Schappe trocken gebohrt; gelegentlich in den oberen Teufen, dann fortlaufend in den tiefsten Schichten wurden Kerne gezogen, die eine sichere Bestimmung der durchteuften Gesteine gestatteten. Der Durchmesser des Bohrloches war bei 118 m Teufe noch 435 mm, zum Schluß 92 mm.



Die Bohrung hat folgende Schichten durchsunken:

0— 0,35 m	Humose Sande	Alluvium	(4,31 m)
0,35— 4,30 »	Eisenschüssige Sande	»	
4,30— 5,60 »	Graue Tone	Miocän	(16,90 m)
5,60— 6,10 »	Braunkohle	»	
6,10— 7,15 »	Dunkle Braunkohlentone	»	
7,15— 10,00 »	Graue Tone mit Braunkohlentrümmern	»	
10,00— 13,00 »	Gelbliche Tone	»	
13,00— 21,20 »	Tonige Sande, kalkfrei	»	

21,20— 21,45 m	Tonige Kalksteine	Senon (39,28 m)
21,45— 60,48 »	Kalkige Tone	»
60,48—158,78 »	Graue tonige Mergel	Turon (180,52 m)
158,78—170,00 »	Tonige Kalksteine mit einzelnen Quarzkörnern	»
170,00—241,00 »	Hellgraue tonige Kalksteine	»
241,00—243,00 »	Tonige kalkige Sandsteine	Cenoman (24,15 m)
243,00—264,39 »	Sandsteine	»
264,39—265,15 »	Gröbere Sandsteine	»
265,15—282,00 »	Gelbliche und graue Steinmergel und mergeliger Dolomit	Oberer Keuper (15,85 m)

Miocän.

Bemerkenswert ist zunächst die Tatsache, daß diluviale Schichten fehlen; die Bohrung hat sofort unter dem Neisse-Alluvium die obermiocäne Braunkohlenformation erreicht. Von den 8 flachen Bohrungen, deren 6 in Abständen von 27—50 m in NO-Richtung und 2 seitlich von dieser Linie je 50 m entfernt südlich vom Schloß niedergebracht waren, haben die nördlichsten 5 ein cr. 0,5—1,10 m starkes Braunkohlenflöz in einer Tiefe von 13—15 m angetroffen, nur Bohrloch 8 in der gleichen Teufe und Stärke wie die Tiefbohrung. In diesen Bohrungen wurden über dem Flöz feine graue und tonige Sande festgestellt. Auch die früheren Aufschlüsse der unmittelbar benachbarten Braunkohlengrube Glückauf Charlotte zu Weissdorf östlich vom Schlosse haben die Kohle in wechselnder Tiefe und Stärke nachgewiesen. Die Profile ergaben

Fundbohrloch = 3 m Ton / 6 m Kohle

3 Bohrlöcher unmittelbar daneben

2—8 m Ton / 4—6 m Kohle

Bohrloch in Weissdorf bei etwa 148 m = 3 m Ton / 3,8 m Kohle

Bohrlöcher am Borkwitzer Wege südlich von Weissdorf

1. 4 m Ton / 1,80 m Kohle

2. 5,2 m Ton
0,62 » Kohle
0,15 » Ton
0,52 » Kohle
0,15 » Ton

0,30 m Kohle
0,30 » Ton
0,30 » Kohle

3. 1,80 m Ton
0,30 » Kohle
0,30 » Ton
0,60 » Kohle

4. 4,60 m Ton
0,94 » Kohle
0,12 » Ton
0,30 » Kohle
0,45 » Ton
0,60 » Kohle
0,16 » Ton
0,60 » Kohle

Unter der Kohle werden hier Sande angegeben; durch Wassereinbrüche aus den Sanden ist die Grube angeblich zum Erliegen gekommen. Die neueren Bohrungen am Schloß Schurgast haben sämtlich unter der Kohle (2 Bohrlöcher haben keine Kohle angetroffen) eine bis 6 m starke feste Tonschicht nachgewiesen.

Kreide.

Nach einer 8 m starken Schicht eines kalkfreien tonigen Sandes beginnt dann eine mehr oder weniger gleichmäßige Schichtenfolge eines grauen kalkigen Gesteins, welches bis 241 m Teufe reicht. Dennoch zeigen sich bei der näheren Betrachtung gewisse Unterschiede. Zu oberst liegen unter einer schwachen kalkreichen Schicht zunächt etwa 40 m starke Tone, die Glimmerschüppchen führen, mit mäßigem Kalkgehalt vor. (29 % $Ca\,CO_3$.)

Zwischen 60,18—60,48 m Teufe wird diese Schicht von einem grauen tonigen Mergel mit Zwischenlagen eines stark eisenschüssigen und manganhaltigen tonigen Sandsteins begrenzt.

Dann folgt, wie durch mehrere Schappe- und Kernproben festgestellt wurde, ein grauer toniger Mergel von der gleichen Beschaffenheit, wie er aus den höheren Partieen der Oppelner Kreidescholle bekannt ist. (33,7 % $Ca\,CC_3$.)

Zwischen 160—170 m erscheinen in den meist dunkelgrauen Schichten vereinzelt Quarzkörner, dann folgt bis 241 m ein hellgrauer toniger Kalkstein. (Bei 170 m 60,35 % $Ca\,CO_3$, bei 206: 70,5 %.)

Wenn auch beweisende Versteinerungen fehlen, so ist es doch

nach den bisherigen Kenntnissen über die Zusammensetzung der Oppelner Kreidescholle ersichtlich, daß die obersten Schichten als Vertreter des Senons aufzufassen sind, welches hier also 40 m Mächtigkeit besitzt, während auf das Turon 180 m entfallen.

Aus den turonen Mergeln bestimmte Herr A. Franke freundlichst folgende Mikrofauna:

a) Foraminiferen

Gaudryina rugosa d'Orb. s.
Ataxophragmium variabile Rss. h.
Bulimina Murchisoniana d'Orb. s.
Frondicularia spec.
Cristellaria rotulata Lam. h.
» *alata* Rss. s.
Haplophragmium spec.
Planorbulina ammonoides Rss. s.
Rotalia nitida Rss. h.
Globigerina cretacea d'Orb. h.
» *marginata* Rss. ns.
» *aspera*

b) Ostracoden

Bairdia subdeltoidea v. Mst. ns.

Die von 241—265,15 m Teufe durchbohrten Schichten gehören zum Cenoman. Der gröbere Sandstein, von welchem Kernproben vorlagen, besteht aus weißen, gelblichen und rötlichen Quarzen, gelegentlich bis Erbsengröße, mit Glaukonit und vielen Feldspäten, Schwefelkies etc. und besitzt ein kalkiges Bindemittel.

Oberer Keuper.

Die zuerst gewonnenen Proben der Schichten unter 265 m, auf den ersten Blick den Kreidekalksteinen ähnlich, ließen doch bald gewisse Abweichungen im Kalkgehalt, Form der einzelnen Splitter und Farbe erkennen, so daß das Ziehen von Kernen veranlaßt werden mußte. Diese zeigten auch sofort, daß es sich um hell- und dunkelgraue, auch gelblich graue und weißliche Steinmergel und mergelige Dolomite des Oberen Keupers handelte in

gleicher Ausbildung, wie diese aus dem Untergrunde der Oppelner Kreidescholle bei Oppeln selbst bekannt geworden waren. Die Bohrung, welche in den cenomanen Sandsteinen artesisches Wasser ergeben hatte, dessen Austritt allerdings durch starken Sandauftrieb behindert wurde, konnte deshalb eingestellt werden.

Kreidescholle von Oppeln.

Mächtigkeit und Zusammensetzung.

Zunächst ist hervorzuheben, daß durch die Schurgaster Bohrung die Kreideformation in einer bisher in Oberschlesien noch nicht bekannten Mächtigkeit nachgewiesen worden ist; sie beträgt 244 m.

Die bisherigen hauptsächlichsten Aufschlüsse der Kreidescholle von Oppeln liegen im Odertale zwischen Schimnitz, Proskau, Oppeln und Gr. Döbern, wo die Schichten in weiter Längserstreckung von der Oder durchbrochen werden; sie befinden sich im Stadtgebiete von Oppeln selbst bezw. auf der rechten Oderseite; die Kreideschichten bilden den Untergrund des Flußbettes und setzen auch den Kern der Höhen auf dem linken Oderufer zusammen. Seit den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts werden sie bei Oppeln zur Zementfabrikation gebrochen. Ihre Mächtigkeit ist bei Oppeln verhältnismäßig gering. Die große Tiefbohrung in Oppeln auf dem Wasserwerk hat sie mit 68,3 m festgestellt, davon entfallen 34 m auf das Turon und 34 m auf das Cenoman. Nach Osten und Südosten, wo die Schichten des Cenomans als schmales Band über Kempa, Goslawitz, Grudschütz und Groschowitz zu Tage ausstreichen, verschwächt sich die Mächtigkeit derart, daß bei Goslawitz nur noch 11 m Turon und 2,6 m Cenoman, bei Groschowitz 12 m Turon und 15 m Cenoman bekannt sind.

1 km östlich von Oppeln beträgt die Kreidemächtigkeit 70 m, 35 m Turon und 35 m Cenoman; in Oppeln selbst sind durchschnittlich 35 m Turon und 40 m Cenoman nachgewiesen. Die turonen Kalksteine nördlich von Oppeln sind dann mit 37—45 m Stärke bekannt. Die größte früher bekannte Mächtigkeit der

Schichten wurde durch das Bohrloch im Hofe der Lehranstalt in Proskau südlich von Oppeln nachgewiesen. Sie beträgt hier 193 m, und zwar entfallen, wie ich an anderer Stelle gezeigt habe, 82 m auf Turon (einschließlich etwa 20 m Senon), 111 m auf Cenoman, während die tiefsten 19 m der hier erbohrten Schichtenfolge bereits zum Muschelkalk gehören[1]). In der Schurgaster Bohrung mit 244 m Kreideschichten werden dem Cenoman nur die untersten 24,15 m zugerechnet, nicht auch die von 158,78 m Teufe abwärts erbohrten Schichten, trotz ihrer Ähnlichkeit mit dem im Proskauer Bohrloch von 82—145 m Teufe erbohrten Ablagerungen. Ausschlaggebend war aber lediglich die Tatsache, daß die Beimengung sandigen Materiales, welche die Proskauer cenomane Schichtenfolge charakterisiert, in Schurgast sich auf die Teufe von 158—170 m beschränkt und überhaupt nur aus vereinzelten Quarzkörnern besteht. Weiter abwärts fehlen dann jegliche Sandkörner bis 241 m, wo die tonig-kalkigen Sandsteine einsetzen. Andernfalls müßte man dem Cenoman 24,15 + 82,12 m = 106,27 m Mächtigkeit zuweisen, die allerdings dem Proskauer Profile vielleicht besser entsprechen würde.

Aber auch dann noch würde das Turon noch über 98 m, also 3 mal so mächtig sein wie bei Oppeln selbst. Insgesammt sind also bisher folgende Maximalzahlen für die Mächtigkeit der einzelnen Glieder der Oppelner Kreidescholle anzuführen:

Senon	=	40 m
Turon	=	180 »
Cenoman	=	110 »
		330 m

Die stratigraphische Stellung der obersten Schichten der Oppelner Kreidescholle war längere Zeit noch strittig. F. ROEMER hat bereits graue Sandsteine und glimmerreiche Mergel von Dambrau und Sokolnik westlich von Oppeln zum Senon gestellt[2]). Ich habe gleiches Alter für die jüngsten Schichten der Kreide auf dem linken Oderufer, ebenso von Schichten, die in Oppelner Brüchen

[1]) MICHAEL u. QUITZOW, Geologie von Proskau, her. v. d. Geol. Landesanst. 1912, S. 23 ff.

[2]) F. ROEMER, Geologie von Oberschlesien. Berlin 1870. S. 327.

in Spalten mit überlagerndem Obermiocän gelegentlich abgerutscht sind, behauptet. Das senone Alter der Schichten von Dambrau wird durch das Vorkommen von *Calianassa Faujasii* und *Baculites anceps* bewiesen.

Ähnliche Schichten wie bei Dambrau hat Riehn in einer 1909 verfaßten geologischen Meldearbeit über die braunkohlenführenden Schichten westlich von Oppeln erwähnt.

Das Auftreten der turonen Oppelner Kalksteine unter diesen Schichten ist gleichfalls durch Bohrungen, u. a. eine Brunnenbohrung in Sokolnik, bestätigt, die bis 90 m Tiefe in die Kreideformation eindrang.

Auch Wegner betont auf Grund neuerer Untersuchungen das senone Alter der in Auswaschungen des Kreidepläners umgelagerten Kreidemergel[1]).

Das in der neuen Schurgaster Bohrung mit 18 m Mächtigkeit nachgewiesene Senon ist auch durch die frühere Wasserbohrung der Stadt in einer Sandgrube südöstlich vom Schloß Schurgast angetroffen worden.

Das genaue Profil dieser Bohrung ist leider nicht angegeben, jedenfalls stand sie, soweit mir Bohrproben vorlagen, mit 85 m Endteufe in den turonen Schichten und mit 56 m (bei annähernd 19 m Miocän) im Senon.

Auf der Sektion Brieg der F. Roemer'schen Karte von Oberschlesien wird nördlich von Loewen an der Straße von Lossen nach Schurgast eine kleine Partie Kr_2, Senon, verzeichnet. Im Text wird auf dieses Vorkommen kein Bezug genommen. Bei meinem leider nur flüchtigen Besuche der Gegend habe ich s. Z. die Aufschlußstelle nicht sehen können; dennoch ist bei der Genauigkeit, welche die F. Roemer'schen Angaben sonst besitzen, an der Tatsache nicht zu zweifeln.

Ausdehnung der Oppelner Kreidescholle.

Die Mächtigkeit des Schurgaster Kreideprofiles läßt ohne

[1]) Wegner, Über umgelagerte Kreide und Tertiär bei Oppeln. Palaeontographica. 60. Bd. 1913. S. 176 u. 203.

Weiteres noch auf eine größere Ausdehnung der Oppelner Kreidescholle nach Westen bezw. Nordwesten schließen. In der Gegend südlich von Brieg hat allerdings die bis jetzt bekannte tiefste Bohrung mit 90 m das Miocän noch nicht durchsunken. Dagegen wurden durch eine Bohrung an der Staustufe Linden an der Oder 10 km nordwestlich unterhalb Brieg in 73 m Teufe Kreidemergel erbohrt; ebenso wurden in einer Wasserbohrung in der Försterei Thiergarten noch weitere 6,5 km nordwestlich von Linden kalkige Tone festgestellt, deren Zugehörigkeit zur obersten Kreide nicht fraglich sein kann. Damit ist die Ausdehnung der Kreideschichten im Odertale auf eine Längserstreckung von mehr als 70 km erwiesen.

Dennoch kann man aber für die Gegend von Brieg mit einer erheblicheren Breite der Oppelner Kreidescholle nicht rechnen. Denn westlich von der Linie Brieg-Grottkau-Neisse treten die älteren krystallinen und Eruptivgesteine der Strehlener Gegend, die z. B. in Voigtsdorf bei Grottkau und in Louisdorf erbohrt worden sind, in die Nähe der Tagesoberfläche. Die Nähe der alten Gesteine wird auch durch die Zusammensetzung des cenomanen Transgressionskonglomerates der Schurgaster Bohrung angedeutet. Die alten Gesteine reichen auch südlich von Breslau, wie die Bohrungen bei Kanth und Kraika ergeben haben, bis nahe an die Oderniederung herauf. In Kraika wurden unter dem Miocän noch permische Schichten über den krystallinen Schiefern angetroffen. Die neuere Bohrung auf dem Wasserwerk in Breslau hat unter dem Tertiär in 190 m Teufe den Mittleren Keuper und bei 358 m den Muschelkalk erreicht. Ebenso ist Muschelkalk, und zwar Oberer mit *Encrinus liliiformis*, in einer Bohrung in Klein-Oels südlich von Ohlau unter 60 m Diluvium und 61 m Miocän mit 7 m Stärke angebohrt worden.

Südlich von Schurgast ist die Kreide in der Haltestelle Arnsdorf unter 42,50 m Tertiär angetroffen und bis 80 m Teufe verfolgt worden. Ebenso wurde sie in Polnisch-Leipe 6 km südlich von Schurgast unter 8 m Diluvium und 32 m obermiocänem Flammenton erbohrt; bis 56 m wurden die kalkigen Tone des Senons, darunter bis 90 m die tonigen Kalksteine des Turons von der

gleichen Beschaffenheit wie in den Schurgaster Bohrungen festgestellt.

Der südwestlichste Punkt, von welchem bisher Kreideschichten bekannt geworden sind, liegt in dem Basaltgebiet von Grasse nordwestlich von Falkenberg. Hier sind in einem Bohrloch am Nordabhang des Müllwitzberges in 24 m Teufe unter obermiocänen Schichten 9 m starke glimmrige kalkige Tone des Senons erbohrt worden. Weiter südwärts ist wohl noch eine Verbreitung der Kreide anzunehmen, doch liegen tiefere Bohraufschlüsse in der Gegend südlich von Falkenberg bis jetzt nicht vor.

Wir kennen dann erst wieder das bereits erwähnte Bohrloch im Hofe der Lehranstalt in Proskau, das, wie ich früher nachwies, die Kreide in folgender Zusammensetzung durchbohrt hat:

0— 82 m Senon und Turon
82—193 » Cenoman.

Darunter wurden noch 19 m Muschelkalk durchbohrt.

Ebenso hat eine ältere Bohrung in Gr. Schimnitz, bis zu welchem Ort die Kreideschichten am westlichen Talrande der Oder von Oppeln aus anstehend zu verfolgen sind, unter 19 m Diluvium und Turon 18 m Cenoman und darunter gleichfalls Muschelkalk nachgewiesen.

Auf dem linken Oderufer sind dann die Oppelner Kreideablagerungen noch weit nach Süden verbreitet; sie reichen hier fast an den Rand des Gebirges heran. Zahlreiche Vorkommen sind z. B. in der Gegend von Leobschütz (Nieder-Paulowitz-Matzdorf) bekannt. Leider haben wir in dem großen meist von Diluvialbildungen oberflächlich bedeckten Gebiet zwischen Oppeln und Leobschütz nur wenig Aufschlüsse durch Bohrungen, sodaß man nicht mit völliger Bestimmtheit sagen kann, ob sich die Kreideschichten in ununterbrochenem Zusammenhange von Oppeln südwärts bis in die Gegend von Leobschütz erstrecken.

Doch deutet z. B. die s. Z. mitgeteilte Erbohrung von hellen tonigen Mergeln des Senons in Lorenzdorf bei Moschen nordwestlich von Oberglogau auf eine größere Kreidemulde hin. Die Leobschützer Kreideablagerungen weisen namentlich in ihren oberen

Horizonten eine ähnliche Zusammensetzung auf wie die Schichten von Oppeln; sie führen auch die gleichen Versteinerungen, sodaß man sie gleichfalls als randliche Bildungen am Ablagerungsraum desselben Kreidemeeres ansprechen muß.

Südlich von Bladen (zwischen Jägerndorf und Deutsch-Neukirch) sind Kreidebildungen bis jetzt nicht bekannt geworden; die Kreideschichten von Bladen und Hohmdorf gehören noch zum Turon; die ältere cenomane Stufe wäre also in der unmittelbar benachbarten Gegend noch zu erwarten.

Doch ist eine weitere südliche Verbreitung der Kreideschichten nicht anzunehmen, weil südlich von Deutsch-Neukirch die Schichten des Culms weit nach Osten vorgreifen und vielfach aufgeschlossen oder unter Bedeckung durch diluviale oder mittelmiocäne gipsführende Schichten durch Bohrungen nachgewiesen worden sind.

Immerhin beträgt aber die Entfernung von Oppeln bei Bladen über 60 km. Die Schichten der Kreideformation sind infolge ihrer verhältnismäßig geringen Mächtigkeit und wegen ihres lockeren Gefüges augenscheinlich an zahlreichen Stellen der nachträglichen Abtragung und Zerstörung anheimgefallen und nur an besonders geeigneten Punkten erhalten geblieben. Versteinerungsreiche Trümmer ihrer Gesteine sind in den Sanden und Kiesen des Diluviums aber ungemein häufig vertreten. Die Ermittelung der östlichen Verbreitungsgrenze der Kreideschichten von Oppeln wird durch den Umstand erleichtert, daß östlich der Oder Tiefbohrungen in größerer Zahl zur Verfügung stehen. Nirgends sind aber bis jetzt zweifellose Kreideablagerungen erbohrt worden. Vielmehr setzt hier überall eine überaus mächtige Entwicklung des Oberen, Mittleren und Unteren Miocäns, auch des Oligocäns ein, unter welchen Schichten Triasablagerungen und dann untercarbonische oder die Schichten des Produktiven Steinkohlengebirges folgen.

Das östlichste und zugleich südöstlichste Vorkommen der Kreideformation ist durch die Tiefbohrung von Polnisch-Neukirch 12 km südlich von Kandrzin 50 km südlich von Oppeln festgestellt worden.

Von 129—139 m wurde Senon
» 139—174 » » Turon
» 174—175 » » Cenoman

erbohrt.

Im eigentlichen Industriebezirk fehlt die Kreide vollständig; Geschiebe ihrer Gesteine werden allerdings auch hier häufiger gefunden, auch in Lokalmoränen, so daß man eine ehemalige größere Verbreitung annehmen muß.

Ein interessantes Vorkommen von Kreideschichten ist dann noch auf dem Annaberg bei Leschnitz, 30 km südöstlich von Oppeln entfernt, bekannt geworden. Es handelt sich allerdings um kleine in Spalten des Muschelkalks nahe am Basalttuff des Annaberges eingeklemmte Fetzen von cenomanen Sanden und turonen Kalksteinen. Dieses Vorkommen ist seinerzeit von PENCK beobachtet und dann von VOLZ[1]) näher beschrieben worden.

Die nördlichsten Punkte, an denen bisher Kreideschichten teils anstehend, teils durch Bohrungen ermittelt worden sind, liegen, von den oben erwähnten Vorkommen unterhalb von Brieg abgesehen, bei Karlsmarkt im Stobertal und bei Gr. Döbern.

Bemerkenswerterweise sind in dem nur 9 km von Karlsmarkt nordöstlich gelegenen Badeort Karlsruhe[2]) keine Kreideschichten, sondern unter dem Miocän sofort Ablagerungen des Mittleren Keupers erbohrt worden, ebenso wie in den Bohrungen Nieder-Mühlwitz und Gr. Zöllnig bei Bernstadt.

Mit Ausnahme von Proskau und Gr. Schimnitz tritt überall, wo unter der Kreide ältere Schichten erbohrt worden sind, Oberer Keuper als Unterlage auf. Jura fehlt bezeichnender Weise vollkommen, wie in Oberschlesien überhaupt; in der Gegend von Leobschütz und Bladen bilden die culmischen Schichten die unmittelbare Unterlage der Kreide.

Die Ausdehnung der Oppelner Kreidescholle erstreckt sich

[1]) Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft 1901. Briefl. Mittl. S. 42—48.

[2]) MICHAEL. Beiträge zur Kenntnis des Keupers im nördlichen Oberschlesien. Dieses Jahrbuch für 1912, I, S. 88.

auf einen etwa 100 km langen und durchschnittlich mindestens 30 km breiter Streifen, meist auf dem linken Oderufer, also über ein Areal von mindestens 3000 qkm.

Das Oppelner Kreidemeer ist ausschließlich auf Oberschlesien beschränkt.

Die Ablagerungen der geologisch gleichaltrigen Schichten in der Loewenberger Gegend sowie in der Grafschaft Glatz, welche ihrerseits einen Teil der böhmischen Kreideschichten darstellen, weisen auf Küstennähe hin und besitzen so verschiedene Beziehungen hinsichtlich ihrer Zusammensetzung und Fauna, daß man unbedingt eine Trennung der beiden schlesischen Kreidemeere durch alte Festlandsmassen annehmen muß.

Da sich die randlichen bezw. ältesten Schichten der Kreide östlich und südöstlich von Oppeln bald zur Tagesoberfläche herausheben, muß man die Oppelner Partie nur als den Ufersaum eines größeren Kreidemeeres auffassen und zwar desjenigen, dessen Ablagerungen wir im nördlichen und nordöstlichen Teile von Deutschland, in Polen, Podolien und in Rußland[1]) in ähnlicher Zusammensetzung, aber ungleich größerer Mächtigkeit kennen. Die Entwicklung der Kreide in Oberschlesien ist die gleiche wie bei Krakau; von hier sind die Schichten dann in kaum unterbrochenem Zusammenhang über große Verbreitungsgebiete ausgedehnt.

Der Oppelner Bruch.

Ich möchte noch mit einigen Worten auf den sogenannten Oppelner Bruch eingehen, welcher nach FRECH für die Tektonik Oberschlesiens eine bedeutsame Rolle spielt. FRECH hat sein Vorhandensein in wiederholten Veröffentlichungen[2]) behauptet. Er soll in nordsüdlicher Richtung östlich von Oppeln verlaufen und

[1]) Vergl. MICHAEL. Geologischer Aufbau von Polen im Handbuch von Polen, S. 52. Berlin 1918.

[2]) FRECH, Über den Bau der schlesischen Gebirge. Geogr. Zeitschrift Bd. 8, Heft 10, S. 567. 1902.
» Über den Gebirgsbau Oberschlesiens. Zeitschrift der D. geol. Ges. 1904, S. 235.
» Schlesische Landeskunde, S. 37. Breslau 1913.

das Aufhören der triadischen Schichten Oberschlesiens verursachen. FRECH schließt sein Vorhandensein zunächst aus der verschiedenen Höhe der Kreideauflagerung, der Kreideschichten (Cenoman und Turon) in den Einbruchsspalten am Annaberge und der bei Oppeln aufgeschlossenen. Der Bruch scheide eine südöstliche aus harten Kalkbänken bestehende Scholle von einer nordwestlichen, die aus leicht verwitternden Mergelkalken besteht. Der Bruch sei nach der Transgression des Miocänmeeres, also im Ober-Miocän entstanden, seine Lage bezeichne gleichzeitig das Ende der Transgression des marinen Mittelmiocäns. Oberflächlich sei allerdings von dem Oppelner Bruch nichts wahrzunehmen; ein Zusammenhang mit der Eruptionsspalte am Annaberge bestehe nicht.

Ich habe schon früher darauf hingewiesen, daß die regelmäßige Ausbildung und Lagerung des Trias nicht für die Annahme eines Bruches spricht. Bei ihrem geringen Ausmaß ließen sich die Niveaudifferenzen durch die Annahme eines schwachen Einfallens von den Randpartieen aus erklären. FRECH berechnete ursprünglich eine Niveaudifferenz von 250 m, später von 350 m, indem er als frühere Meereshöhe der Kreide am Annaberge (385 m) = 500 m annahm gegenüber einer Meereshöhe der Kreide bei Oppeln von 150 m.

Bei seinen Erwägungen hat aber FRECH die Entfernung des Annaberges von Oppeln völlig außer acht gelassen und sich keinerlei Vorstellungen darüber gemacht, welche Niveaudifferenzen auch das schwächste Einfallen auf größere Strecken bedingt. Die Entfernung beträgt mindestens 30 km. Nehmen wir die FRECHsche Ziffer von der früheren Meereshöhe der in den Spalten am Annaberge auftretenden Kreide mit 500 m an, mithin auch seine Niveaudifferenz von 350 m, so ergibt sich dieser Betrag ohne weiteres lediglich durch die Annahme eines Fallwinkels, welcher $^1/_2{}^0$ nur unwesentlich übersteigt. Man kann ohne Schwierigkeit noch die gesamte durch die Oppelner Tiefbohrung bekannt gewordene Mächtigkeit des Oberen und Mittleren Muschelkalkes mit 50 m, des Keupers mit 250 m zur Niveaudifferenz hinzurechnen; man gelangt auch dann zur Ermittelung eines Fallwinkels von nur etwa 1 Grad. Nun ist

ein westliches Einfallen der Oppelner Kreideschichten nicht nur aus allgemeinen geologischen Gründen, dem östlichen Ausstreichen der cenomanen Unterlage, der nach Westen zunehmenden Mächtigkeit der Schichtenfolge, wie ja auch die Schurgaster Bohrung wieder erwiesen hat, und dem Auftreten der jüngeren tonigen Schichtenfolge des Senons ersichtlich. Auch in den Oppelner Brüchen läßt sich eine 1—2° betragende Neigung der Schichten wahrnehmen.

Für die Annahme eines Bruches liegt keinerlei Hinweis vor.

Zu dem gleichen Ergebnis gelangt man, wenn man das Verhalten des Trias und des Culms betrachtet.

Die Culm-Oberfläche liegt am Annaberge bei 200 m, in Oppeln bei — 486 m. Die Niveaudifferenz von 700 m ergibt bei 30 km Entfernung eine Neigung der Schichten um 1,5 Grad. Für den Röt stellt sich ein Höhenunterschied von 520 m, für den Unteren Muschelkalk von 433 m heraus; diese Höhendifferenzen werden durch einen Fallwinkel von 60—75 Minuten bedingt[2]). Dabei besitzt der Annaberg in dem oberschlesischen Muschelkalkzuge noch eine Ausnahmestellung durch seine größere Höhe (385 m). Sie beruht darin, daß auch die Schaumkalkbänke des Unteren Muschelkalkes über den Wellenkalken und Rötkalken entwickelt sind, und daß hier Basalte auftreten, die nicht nur auf den höchsten Gipfel beschränkt sind, sondern sich in kleineren Vorkommen oberflächlich in westlicher Richtung verfolgen lassen und wahrscheinlich unterirdisch zusammenhängen. Der Basalteruption wird man füglich einen gewissen Einfluß auf das die gleichen Schichten ihrer Umgebung merklich überragende Niveau der Trias nicht absprechen können. Sowohl nach Norden wie nach Westen tritt die Trias in wesentlich geringerer Meereshöhe auf; in der Gegend von Mallnie bei Krappitz, 16 km von Oppeln entfernt, z. B. in 160 m Meereshöhe, bei Groß-Stein in 200 m, bei Tarnow in 175 m. Diese Verhältnisse bedingen noch wesentlich geringere Niveauunterschiede, die auch bei der oben genannten Ausrechnung noch Maximalwerte sind, da der Annaberg nicht genau östlich

---

[1]) Geologie von Proskau S. 36.

[2]) Die Fallwinkel sind mit Hilfe des Kühn'schen Apparates ermittelt.

von Oppeln liegt, die Entfernungsrichtung also mit der Einfallsrichtung nicht genau übereinstimmt. Es zeigt sich also, daß die FRECH'sche Auffassung, aus dem Höhenunterschied von 350 m den großen Oppelner Bruch zu konstruiren, völlig unhaltbar ist; ebenso wenig wie oberflächlich ist auch unterirdisch nicht das geringste Anzeichen einer großen meridionalen Störung zu bemerken.

Auch hat die mittelmiocäne Meerestransgression, deren Ende FRECH mit dem Oppelner Bruch in Beziehungen gebracht wissen will, hat mit der von ihm angegebenen nordsüdlichen Linie, die FRECH von Oppeln nach Krappitz zieht, nichts zu tun. Wir kennen nämlich das marine Miocän noch, wie z. T. auch schon die alte F. ROEMER'sche Karte richtig angibt, westlich von Katscher bei Bladen, Leobschütz, Neustadt, Polnisch-Neukirch, bis in die Gegend von Neisse. Ebenso reichen seine Ablagerungen südlich von Troppau z. T. weit in das Gebirge hinein (Wigstadtl, Fulnek); auch westlich lassen Vorkommen bei Freudental den Zusammenhang mit ihrem großen Verbreitungsgebiet in Mähren erkennen. Die Verbreitungsgrenze endet also nicht an der hypothetischen nordsüdlichen Störung. Die heutige Meereshöhe der von Süden erfolgten miocänen Auflagerung, die an dem oberschlesischen Muschelkalkrücken allerdings ihre Nordgrenze findet, ist sowohl in den Culmgebieten von Leschnitz — Tost auf dem rechten wie zwischen Ziegenhals und Troppau auf dem linken Oderufer die gleiche (zwischen 250—280 m). Der Oppelner Bruch ist aus der Literatur zu streichen.

Druckfertig abgeschlossen am 5. November 1919.
Druck verfügt am 20. Februar 1920.

Über die Blaue Kuppe bei Eschwege und benachbarte Basaltvorkommen.

Von Herrn **Paul Ramdohr** in Göttingen.

Hierzu Tafel 4 und 3 Textfiguren.

Einleitung.

Südlich und südwestlich von Eschwege a. d. Werra zeigt die geologische Karte, Blatt Eschwege und Blatt Waldkappel[1]), einige Basaltvorkommen. Es sind dies die Blaue Kuppe, 4 km südlich von Eschwege, mit der unmittelbar benachbarten Kleinen Kuppe, der Rosenbühl, schon jenseits des Wohratals gelegen, und der Alpstein bei Kirchhosbach.

Sämtliche drei Vorkommen sind altbekannt und finden sich schon sehr früh in der geologischen Literatur erwähnt. Besonders die Blaue Kuppe ist in der Zeit, als noch der Streit der Plutonisten und Neptunisten spielte, häufig besucht und beschrieben worden und bildete schließlich einen der Hauptbeweispunkte für die feurige Natur der Basalte.

Die älteste Literatur ist für den, der mit dem heutigen Standpunkt an sie herangeht, oft nicht ganz leicht verständlich; vieles, was heute selbstverständlich ist und keiner Erklärung und Erwähnung bedarf, ist dort lang und breit besprochen und gedeutet, andere Dinge, die heute besonders wichtig erscheinen, sind völlig vernachlässigt. So kommt es, daß beispielsweise die

[1]) Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte von Preußen, Bl. Eschwege und Bl. Waldkappel, aufgenommen von Moesta 1876.

von V. HOFF unterschiedenen einzelnen Basaltarten nicht mehr mit Sicherheit identifiziert werden können. Der Schluß aber, aus dem er die feurige Entstehung der Blauen Kuppe zu beweisen sucht, erscheint durchaus überzeugend. Leider ist die von ihm skizzierte Stelle des Bruches längst dem Steinbruchsbetrieb zum Opfer gefallen. Auf K. C. V. LEONHARD, der etwa 20 Jahre später die Blaue Kuppe, »diesen Hügel, der ohne Widerrede zu den denkwürdigsten und am meisten belehrenden basaltischen Auftreibungen in Norddeutschland gehört«, beschreibt, macht besonders die sehr starke Einwirkung des Basaltes auf den Sandstein großen Eindruck. Andere kürzere Erwähnungen und Beschreibungen finden sich noch mancherorts bei VOIGT, HAUSMANN, V. COTTA und ALEXANDER V. HUMBOLDT und wohl auch noch bei anderen Autoren, denen aber schwer nachzuspüren ist, da Literaturnachweise damals meist fehlen.

VOIGT, Mineralogische Reise nach den Braunkohlenbergwerken und Basalten Hessens, Weimar 1803.
v. HOFF, Beobachtungen über die Verhältnisse des Basalts an einigen Bergen von Hessen und Thüringen. Mag. d. Berl. Ges. naturforsch. Freunde, Berlin 1811, S. 349—357.
J. F. L. HAUSMANN, Studien des Göttingischen Vereins bergmännischer Freunde, 1. Bd., 1824, S. 500—508.
K. C. v. LEONHARD, Die Basaltgebilde und ihre Beziehungen zu normalen und abnormen Felsmassen. Stuttgart 1832.
v. COTTA, Neues Jahrb. für Min., 1848, S. 132.
ALEXANDER v. HUMBOLDT, Kosmos 1, S. 270, Stuttgart 1845.

Auch in neuerer Zeit sind die Basaltvorkommen in mannigfaltigem Zusammenhang in der Literatur erwähnt.

Geologisch haben alle drei Punkte das gemeinsam, daß es im Buntsandstein aufsetzende Basaltkuppen sind, die sich besonders durch die schönen Kontakterscheinungen auszeichnen. Der Sandstein, um den es sich handelt, ist als s_u kartiert, was aber nicht der jetzt üblichen Einteilung des Buntsandsteins entspricht. Das ECK'sche Konglomerat an der Basis des Mittelbuntsandsteins fehlt hier ja schon längst, außerdem ist die petrographische Entwicklung im unteren Mittelbuntsandstein

dem Unterbuntsandstein hier so ähnlich, daß die Grenze zwischen beiden sehr schwer zu ziehen ist. Sicher ist nur, daß die Grenze, die Moesta macht, schon mitten im Mittelbuntsandstein liegt. Nach seiner Einteilung bleibt für diesen nur noch sehr wenig übrig.

Die aus dünnen Lagen von Sandstein mit wechselndem Ton- und Glimmergehalt bestehenden Schichten sind übrigens gelegentlich fossilführend. Leider ist das Material sehr selten und mäßig erhalten. Es wurden zwei Arten von Muscheln gefunden. Eine davon ist vielleicht eine *Astarte*, die andere unbestimmbar. Die Basalte selbst zeigen trotz ihrer Nachbarschaft petrographisch und chemisch ziemliche Unterschiede.

Der Basalt der Blauen Kuppe.

Chemische und petrographische Beschreibung.

Die Blaue Kuppe ist von Eschwege in einer Stunde, von Reichensachsen in einer halben bequem zu erreichen. Sie erscheint in der gewöhnlichen Kegelform der Basaltkuppen, die trotz des sehr alten und intensiven Steinbruchsbetriebes noch deutlich erhalten ist. Hart nordöstlich der Blauen Kuppe liegt ein kleiner Nebenkegel, die Kleine Kuppe oder der Staufenbühl. Von der Blauen Kuppe nach Südwesten und Nordosten zieht noch je ein kleiner Basaltgang; der letztere scheint die Blaue Kuppe mit der Kleinen Kuppe zu verbinden. Auf der Blauen Kuppe selbst befinden sich zwei alte verstürzte und zwei große Brüche, die noch hervorragend schöne Aufschlüsse darstellen, obgleich auch in ihnen nur noch gelegentlich gearbeitet wird. Die beiden großen Brüche stellen vielleicht zwei gesonderte Eruptivschlote dar, die sich an einer Stelle berühren, sonst aber durch eine große Sandsteinmasse deutlich getrennt sind. Möglicherweise ist der Bau noch komplizierter. Der Ausbruch ist, wie bei fast allen mitteldeutschen Vorkommen, wohl zur Miocänzeit erfolgt, als hier noch mindestens der ganze Buntsandstein die Gegend überdeckte. Was wir vor uns haben, ist nur die

gewöhnlich erhaltene Schlotausfüllung. Von dem Tuffmantel ist nichts erhalten, dagegen im Südbruch massenhaft Tuffreste, die in den Schlot zurückstürzten und hier von dem nachquellenden Basalt zu einer Schlotbreccie verkittet wurden. Von Lavenergüssen sind nicht die geringsten Spuren zu erkennen. Der durchbrochene Sandstein entspricht den obersten s_u der MOESTAschen Gliederung.

Der Basalt ist mehrfach untersucht worden, besonders von MOESTA und RINNE. Daß er in der Kontaktnähe feinkörnig ist, in der Mitte des Stocks aber grob, das haben schon die ältesten Beschreibungen erwähnt. RINNE sagt, daß unmittelbar am Kontakt der Basalt limburgitisch wird; ich selbst aber habe typisch limburgitischen Basalt nicht gefunden.

Eigentlicher Säulenbasalt fehlt fast. Manchmal sind ja Andeutungen davon vorhanden, aber wenig charakteristisch. Ob früher deutliche Säulen vorkamen, ist nicht bekannt. Dagegen ist besonders im Südbruch die plattige Absonderung des Basalts parallel der Abkühlungsfläche sehr schön aufgeschlossen. Meist ist der Basalt feinkörnig erstarrt, so feinkörnig, daß eben die alte Bezeichnung Basalt auf ihn paßt. Dieses Gestein ist es gewesen, das für die Verwendung als Pflaster- und Schotterstein geeignet war. Es ist jetzt bis fast auf den Boden der Brüche völlig abgebaut. Es springt schön glatt-muschelig und ist leicht zu bearbeiten. Anders der Dolerit im Innern der Brüche, er wurde als nicht recht brauchbar stehen gelassen. Der Fuß des merkwürdigen fingerförmigen Felsens im Nordbruch besteht aus solchem Dolerit.

Für das bloße Auge ist das Korn des gewöhnlichen Basalts nicht auflösbar. Einsprenglinge fehlen vollständig. Manchmal kommen kleine Olivinknollen vor, aber viel spärlicher als in anderen Basalten der Umgegend. Sonstige Einschlüsse sind ebenfalls sehr wenig zahlreich. Es kommen bis 10 cm im Durchmesser große Quarzknollen vor. Sie sind vom Basalt aus der Tiefe mit heraufgebracht worden. Ihrem Aussehen nach waren es sicher paläozoische Gangquarze, ein Haufwerk von 1 cm

großen Individuen ohne Cement[1]). Ähnlich sind sie von SCHOTTLER[2]) aus Basalten des Vogelsbergs beschrieben worden. Die Quarze zeigen oft schöne Porricinsäume. In der Nähe des Kontakts durchsetzen den Basalt oft Blasenzüge, die dann meist mit Carbonaten ausgefüllt sind. Gelegentlich treten auch Zeolithe darin auf; sie sind aber sehr unansehnlich, in einem Fall konnte ein Chabasit bestimmt werden. Natrolith und Stilbit, wie sie v. HOFF[3]) bezw. neuerdings W. KUNZE[4]) erwähnt, habe ich persönlich von der Blauen Kuppe nicht sammeln können. Schon in geringer Entfernung vom Kontakt wird der Basalt völlig blasenfrei. Manchmal ist er, besonders gut im Schliff zu erkennen, etwas schlierig durch Anreicherung von Feldspat oder Erz und Augit.

Von sehr frischem Basalt wurde eine Analyse ausgeführt. Der Gang der Analyse folgte HILLEBRAND.

	I	II	III
SiO_2	46,28	49,60	S = 51,45
TiO_2	2,54	2,05	A = 5.27
Al_2O_3 . . .	18,56	11,76	C = 6,39
Fe_2O_3 . . .	3,09	1,28	F = 20,77
FeO	7,11	6,40	n = 7,5
MnO	Sp.	—	a = 3,3
NiO	0,04	0,04	c = 3,9
MgO	6,20	9,93	f = 12,8
CaO	9,18	10,62	
Na_2O	3,73	3,94	
K_2O	1,77	1,33	
H_2O^+ . . .	0,69	2,46	
CO_2	0,25	0,36	
P_2O_5	0,36	0,16	
Cl	0,07	0,13	
H_2O^-	0,32	—	
	100,19	100,00	

I. Gewichtsprozente. II. Molekülprozente. III. Osannsche Zahlen.

[1]) Tertiäre Quarzite, die in dieser Gegend in anderen Basalten ähnlich vorkommen, haben sehr reichliches Cement und sind viel feinkörniger. Vgl. auch O. Mügge, Neues Jahrb. für Min. usw., 1916, II, S. 1/2.

[2]) Schottler, Geolog. Karte des Großh. Hessen. Erl. zu Bl. Allendorf a. d. Lumda, 1913.

[3]) l. c. S. 352.

[4]) W. Kunze, Geol. Streifzüge in die Werralandschaften, S. 76, 1914.

Mikroskopisch läßt das Gestein erkennen: Olivin, Augit, Plagioklas, Erze, Apatit, sehr wenig Biotit und Hornblende. Glas fehlt oder tritt wenigstens völlig zurück. Das Korn ist auch mikroskopisch sehr fein und gleichmäßig. Am größten sind noch die Olivine, die nach Apatit, vielleicht auch vor diesem und Erz die älteste Ausscheidung bilden. Sie sind immer krystallographisch scharf begrenzt durch die gewöhnlichen Formen. Der Winkel ihrer opt. Achsen 2 V ist sehr nahe 90°. Augit ist eine Ausscheidung, die in der Zeitfolge mit Plagioklas ungefähr zusammenfällt. Er ist ohne deutliche Sanduhrstruktur, ohne Pleochroismus und ohne violette Töne. Die Eigenfarbe ist schwach, im Dünnschliff nicht erkennbar. In den Partieen näher am Kontakt fällt er mehr in die Augen als in den zentralen Teilen. Formen sind die gewöhnlichen. Zwillinge nach (100) sind häufig; ebenso die bekannten knäuelförmigen Verwachsungen. Plagioklas ist teilweise älter, meist aber jünger als Augit. Er zeigt die gewöhnlichen Formen und Zwillingsbildungen. Häufig sind auch Karlsbader Zwillinge. Die Auslöschung schwankt zonar um etwa 8° im Maximum. Es ist nach dem optischen Verhalten ein ziemlich saurer Labrador, um Ab_{50} An_{50}. Biotit stellt nur feine Schuppen um die Erze dar und ist nicht näher bestimmbar. Hornblende ist ebenfalls sehr selten. Die Erze sind recht reichlich, wie dies ja schon aus der Analyse (S. 288) erkennbar ist. Der Form nach meist Magneteisen, manchmal auch Titaneisen, in sehr dünnen Lamellen tiefbraun durchsichtig. Zersetzungsprodukte sind in dem feinkörnigen Basalt spärlich; in dem grobkörnigen ist zu erkennen, daß die Zersetzung leichter eingriff. Hier ist der Olivin nur selten erhalten. Ursprünglich hat er schöne deutliche Krystalle gebildet, statt deren nun verschiedene Zersetzungsprodukte erscheinen. Außen beginnt eine fast isotrope Masse, die stark und gleichmäßig grün gefärbt ist. In der Mitte folgen mehr braungefärbte schwach doppelbrechende Partieen. Gelegentlich findet man auch ein recht stark doppelbrechendes Mineral, langfaserig und etwas pleochroitisch, parallel der Faser

liegt c gelbgrün, senkrecht dazu a hellgelb. Es ist wohl ein wenig intensiv gefärbter Iddingsit.

Der doleritische Basalt unterscheidet sich von dem gewöhnlichen mikroskopisch vor allem durch die Struktur, sie ist fast intersertal; auch beherrschen die Feldspate das Bild fast noch mehr als sonst. Der Charakter der Feldspate ist etwa Ab_{50} An_{50} bis Ab_{45} An_{55}, gemessen an Spaltblättchen nach (001) und (010) in guter Übereinstimmung. Die Augite haben die gewöhnlichen Formen und auf (110) Auslöschungsschiefen von 37°. Die Dispersion der Auslöschungsschiefe ist gering. Magnetit und Titaneisen treten in ähnlicher Form wie im gewöhnlichen Basalt auch hier auf.

Gang nach der Kleinen Kuppe.

Wir finden auf der Blauen Kuppe einen Basalt, der keinen nennenswerten Einschlag nach der alkalireichen Seite zeigt, auf der Kleinen Kuppe dagegen ein Gestein, das, obwohl es zweifellos von dem Basalt der Blauen Kuppe genetisch nicht zu trennen ist, einen ganz anderen Charakter trägt. Es enthält eine große Menge Feldspatvertreter und zeigt auch sonst abweichende Eigenschaften. Es ist nun wohl von Interesse, den Basalt des Ganges, der Blaue Kuppe und Kleine Kuppe zu verbinden scheint, kennen zu lernen. Tatsächlich bildet dieses Gestein eine gewisse Übergangsform zwischen beiden Gesteinen. Das untersuchte Stück ist etwa in $^1/_3$ der Strecke von der Blauen zur Kleinen Kuppe entnommen, dort wo der Gang den Weg, der ihn angeschnitten hat, verläßt und unter dem Ackerboden verschwindet. Der Basalt ist in Anbetracht der geringen, etwa $^1/_2$ m, Mächtigkeit des Ganges recht grobkörnig. Makroskopisch sind die Gemengteile noch nicht zu erkennen, mikroskopisch zeigen sich Olivin, Augit, Plagioklas, Hornblende, Apatit, Biotit, Perowskit und Erze. Einsprenglinge fehlen.

Der Olivin, stets idiomorphe Krystalle, ist bis zu Serpentin und weiter bis zu Carbonaten zersetzt. Augit, immer frisch, ist der herrschende Gemengteil. Er ist idiomorph und stets älter

als die Plagioklase; Formen und Zwillinge, auch nach (122), wie gewöhnlich. Oft ist schwache Sanduhrstruktur und leicht violettbraune Farbe erkennbar. Der Augit ist in den inneren Teilen stets erzfrei. Die Plagioklase sind die jüngste Ausscheidung. Sie bilden zwar nur die Grundmasse, in der alle anderen Gemengteile schwimmen, dabei aber doch recht große einheitliche Individuen, natürlich ohne krystallographische Begrenzung. Es entsteht so eine Ähnlichkeit mit poikilitischem Gefüge im Gegensatz zu dem Gestein der Blauen Kuppe. Die Verzwillingung geht nicht sehr weit. Häufig sind dünne plättchenförmige Erze eingelagert. In großer Menge erscheint ein meist braungefärbtes Mineral, aber fast immer nur in stabförmigen Längsschnitten, selten in Querschnitten von der für Hornblende charakteristischen Form und Spaltung. Die Längsschnitte sind teils stark, teils schwach, die Querschnitte stets deutlich pleochroitisch. Der Pleochroismus ist manchmal zonar an Stärke verschieden. $\mathfrak{c}$ = braun, $\mathfrak{b}$ hellbraun, $\mathfrak{a}$ grünlich, sehr schwach absorbiert. b = $\mathfrak{b}$, $\mathfrak{c}$: c wenig geneigt. $\mathfrak{a}$ ist spitze Bisectrix. Oft kommen orientierte Umwachsungen von Hornblende um Augit vor, wo (100) und die c-Achsen zusammenfallen. Endflächen waren nicht zu erkennen, in der Prismenzone nur (110) und (010). Perowskit in stark wechselnder Menge bildet kleine sehr stark lichtbrechende Körner von dunkelbrauner Farbe, teilweise anscheinend Erz verdrängend. Sein sonst so häufiger Begleiter Melilith fehlt hier, wie auch chemisch nachgewiesen wurde. Titanit ist selten, Erze spärlicher als auf der Blauen Kuppe, meist Magneteisen. Manchmal kommt stabförmiges Erz vor, das schöne Wachstumsformen zeigt. Biotit, sehr dünntafelig, ist in manchen Partieen stark angehäuft, in anderen fehlt er.

Kleine Kuppe.

Die Kleine Kuppe, auch Staufenbühl oder Vogelskuppe[1]) genannt, steht durch den erwähnten Gang mit der Blauen

[1]) Z. B. bei J. F. L. Hausmann, l. c., p. 500.

Kuppe in Verbindung. Das hier anstehende Gestein ist ein Sodalithbasalt. Das Auftreten eines solchen Gesteins in zweifelloser Verbindung mit einem Basalt, der ohne weiteres zu den Feldspatbasalten zu stellen ist, ist auffällig.

Das Gestein der Kleinen Kuppe erscheint mit bloßem Auge völlig dicht, manche offenbar glasreiche Partieen zeigen den Harzglanz der Limburgite. Es ist kein Aufschluß auf der Kleinen Kuppe vorhanden, und sichtlich bestand auch nie ein solcher, trotzdem ist das in einzelnen Blöcken, besonders auf der nach der Blauen Kuppe zugewandten Seite, umherliegende Gestein unter einer nur etwa 3 mm dicken Verwitterungskruste recht frisch. Stark blasiges Gestein, wie es K. C. v. Leonhard von hier erwähnt, habe ich nicht sammeln können. Sonnenbranderscheinungen kommen nicht vor.

Auch unter dem Mikroskop erscheint das Gestein feinkörnig; es erweist sich aus Olivin, Augit, Sodalith, wenig Apatit und Hornblende, Erz und Glas bestehend. Perowskit und Melilith fehlt. Mikroporphyrische Einsprenglinge kommen wenig vor, gelegentlich Augit.

Der Olivin ist eine alte Ausscheidung, er besitzt das größte Korn, erreicht aber nie Einsprenglingsgröße. Er ist mehr oder weniger zersetzt, oft in tiefgrüne Massen. Durch Einschlüsse fast opaken Olivin, wie ihn Moesta erwähnt, habe ich nicht gefunden. Augit ist von allen zur Ausscheidung gekommenen Mineralien das häufigste und nach Olivin älteste. Es kommen wirtelförmige Zwillinge vor, die Sanduhrstruktur und zonare Auslöschung ist oft recht deutlich. Die Größe der einzelnen Individuen ist ziemlich gleichmäßig. Sodalith macht sich in den Schliffen als isotropes Mineral von niedriger Lichtbrechung bemerkbar. Er ist meistens idiomorph, aber jünger als Augit. Die hauptsächlich quadratischen oder sechseckigen Querschnitte zeigen im Innern sehr oft parallel (100) orientierte Einlagerungen von Erz, der Rand der Körner ist fast immer einschlußfrei. Nach dem chemischen Verhalten hat man Sodalith vor sich, der fast frei von Schwefelsäure ist. Die quantitative Bestimmung

des Chlors im Gestein ergab 0,85 %, d. h. es müssen, falls alles Chlor an Sodalith gebunden ist, mindestens 12 % von diesem Mineral vorhanden sein, was mit dem mikroskopischen Befund etwa übereinstimmt. Der Sodalith ist angereichert in dunklen Flecken, die wahrscheinlich resorbierten Einsprenglingen, vielleicht von Hornblende, entsprechen. Der Apatit ist sehr wenig auffallend in feinen Nädelchen; Biotit und Hornblende kommen nur selten in kleinen Individuen vor. An Erzen sind Magnetit und Titaneisen häufig, selten ist Eisenglanz. Das Glas ist sehr reichlich, meist braun gefärbt. Um Augit und Olivin herum ist es stark entfärbt. Bisweilen enthält es sehr schöne Wachstumsformen, wohl von Magneteisen. Von $^1/_1$-Normal-Salzsäure wird es nur wenig angegriffen. Der Kontakt nach dem Buntsandstein ist auf der Kleinen Kuppe nirgends einigermaßen deutlich aufgeschlossen.

Von ziemlich frischem Gestein, das aber Carbonate in Hohlräumen enthielt, wurde durch das Chemische Laboratorium von Max Dittrich Nachf. in Heidelberg eine Analyse angefertigt.

	I	II	III
SiO_2	39,68	42,58	S = 44,54
TiO_2	2,42	1,96	A = 6,84
Al_2O_3	11,78	7,49	C = 0,70
Fe_2O_3	6,32	2,56	F = 29,74[2])
FeO	5,15	4,64	n = 8,7
MgO	8,50	13,69	a = 4,2
CaO	12,83	14,72	c = 0,4
Na_2O	5,68	5,96	f = 15,4
K_2O	1,28	0,88	
P_2O_5	1,00	0,45	
CO_2	3,37	5,06	
H_2O[1])	1,81	—	
	99,82	100,00	

I. Gewichtsprozente
II. Molekülprozente
III. Osannsche Zahlen.

Man sieht, daß auch chemisch das Gestein von dem der

[1]) Glühverlust.

[2]) Nach Abzug von CaO für $CaCO_3$.

Blauen Kuppe nicht unbeträchtlich verschieden ist, insbesondere fällt das Anwachsen der Alkalien und die Abnahme des Aluminiums auf.

Der nur sehr wenig mächtige SW-streichende Gang ist durch einen Weg aufgeschlossen. Über seine Längsausdehnung ist nichts zu sagen. Das Gestein ist sehr feinkörnig und schon für das bloße Auge erkennbar stark zersetzt. Unter dem Mikroskop erkennt man bei sehr gleichmäßigem Korn: Olivin, Augit, Plagioklas, Erz, wenig Biotit und Apatit. Der Olivin ist völlig serpentinisiert, Augit ist im Gegensatz zur Blauen Kuppe reichlicher als Plagioklas. Das Gestein führt keine Spur von Sodalith oder anderen Feldspatvertretern.

Der Buntsandsteinkontakt.

Petrographische und chemische Beschreibung.

Der Kontakt des Basalts am Buntsandstein auf der Blauen Kuppe ist altbekannt und auch heute noch wunderschön aufgeschlossen. Die ältesten Untersuchungen auf der Blauen Kuppe erwähnen ihn ausführlich, wenn auch teilweise mit verfehlter Erklärung. Neuerdings ist er besonders von Rinne[1]) ausführlicher untersucht worden.

Meistens ist die Einwirkung des Magmas auf den Sandstein und umgekehrt recht gering, nämlich überall dort, wo der Basalt den Sandstein ungestört in seiner Lage gelassen und auch keine Gänge und Apophysen in ihn entsandt hat. Hier ist im Sandstein nur eine grobe Klüftung parallel der Oberfläche des Basalts entstanden, das Gestein ist, abgesehen von der unmittelbaren Berührungsfläche, unverändert und nicht einmal tiefergehend ausgebleicht. Auch der Basalt ist garnicht verändert.

Anders an den Stellen, wo der Ausbruch das Gefüge des Sandsteins so völlig gelockert hat, daß es schließlich zu einem völligen Schwimmen von mehr oder weniger großen Buntsandsteinschollen gekommen ist. Besonders charakteristisch ist eine

[1]) Rinne, Dies. Jahrb. XIII, 1892, S. 89 ff.; XVIII, 1897, S. 16 ff und 40 ff.

im Nordbruch aufgeschlossene Stelle, die auch von RINNE abgebildet ist. Eine andere schöne Stelle zeigt die Westseite des Südbruchs, gleich rechts vom Brucheingang.

Auch hier ist die Einwirkung auf den Basalt recht gering. Sie erstreckt sich nur auf Partieen ganz unmittelbar am Kontakt. Am weitesten noch bemerkbar sind gelegentliche Blasenzüge, die sichtlich auf den dem Sandstein entweichenden Wasserdampf zurückzuführen sind. In unmittelbarer Kontaktnähe wird der Basalt glasreich, und die Augite scheinen etwas mehr vorzuherrschen. Das Glas ist sehr häufig schon wieder zersetzt. Das sonst sehr reichliche Erz nimmt in unmittelbarer Kontaktnähe stark ab. Hier ist fast nur noch Augit vorhanden, der gelegentlich grüne Farbe hat. Olivin ist in Kontaktnähe nirgends erhalten, sondern völlig zersetzt.

Manchmal kommen auch Stücke vor, die unmittelbar am Kontakt auch wohlausgebildeten Feldspat enthalten; es müssen da besondere Abkühlungsbedingungen vorgelegen haben. Hier ist manchmal der Übergang zum Sandstein besonders in tonigen Lagen ganz allmählich. Sonst ist aber die Grenze völlig scharf.

Der unveränderte Sandstein zeigt ein Abwechseln sehr dünner Schichten von sandiger, toniger oder glimmeriger Zusammensetzung. Die sandigen Lagen lassen fast ausschließlich Quarz, gelegentlich etwas Glimmer und Feldspat erkennen. Zirkone sind recht häufig, das Bindemittel ist manchmal kieselig, häufig tonig. Wachsender Tongehalt leitet über zu den tonigen Lagen. Sie bieten in unverändertem Zustand der mikroskopischen Untersuchung große Schwierigkeiten. Es lassen sich teils zugerundete, teils scharfkantige Quarzstückchen, Chalcedonbröckchen, Muscovit, Biotit, Apatit, Zirkon und äußerst feiner Rutil erkennen. Alles liegt in einem tief braunrot gefärbten kolloiden Bindemittel. Die meist sehr dünnen glimmerigen Lagen bestehen aus Quarz, Biotit, Muscovit, Zirkon, Apatit, wenig tonigem Bindemittel, gelegentlich etwas Feldspat, Eisenglanz und Turmalin. Die Glimmer liegen alle parallel der Schichtung, sie zeigen oft zierliche Verbiegungen. Biotit herrscht

etwas vor. Der helle Glimmer ist großenteils Muskowit, teilweise auch in verschiedenen Stadien ausgebildeter Biotit, was an dem sehr viel kleineren Achsenwinkel der fraglichen Blättchen zu erkennen ist. Obwohl mehrfach Zirkon an oder im Biotit liegt, wurden keine pleochroitischen Höfe beobachtet.

Von dem unveränderten Sandstein bis zum völligen Schmelzfluß lassen sich, wie oft erwähnt wird, deutlich alle Übergänge erkennen. Die rein sandigen Partieen haben der Schmelzung naturgemäß den größten Widerstand geleistet. In größerer Entfernung vom Kontakt ist zunächst eine Verfärbung und Verfestigung zu bemerken. Diese Bleichung beruht auf dem Krystallinwerden des colloidalen Eisenoxyds unter Reduktion zu Magneteisen. Sie wird begünstigt durch geringe Mengen organischer Substanz[1]), so daß man aus der Tatsache der Reduktion an sich keinen sicheren Schluß auf die herrschende Temperatur ziehen kann. An der Luft beginnt die Dissoziation schon bei 700°[2]), bei etwa 1200° scheint sie praktisch zu Ende zu verlaufen[3]). Daß diese Temperatur hier erreicht worden ist, liegt durchaus im Bereich der Möglichkeit. Sodann tritt ein Zusammenbacken einzelner Gemengteile, eine Frittung ein. Schließlich geht die Schmelzung so weit, daß auch die rein sandigen Lagen fast völlig verglast sind. Das Gestein ist so plastisch geworden, daß es in der wirrsten Weise gebogen und gefaltet erscheint (Taf. 4, Fig. 1).

Die erste Einwirkung, die Entfärbung, geht in gleicher Weise bei tonigen und sandigen Lagen vor sich. Unter dem Mikroskop ist hier von einer Veränderung noch kaum etwas zu bemerken, die zunehmende Verfestigung beruht zunächst auf einer Entwässerung der Kolloide, später in wachsendem Maße auf Neubildungen und Zusammenschmelzungen. Mit dem ersten Beginn der Schmelzung treten sehr kleine stark lichtbrechende Körnchen, sehr wahrscheinlich Spinell, und kleine Nädelchen,

[1]) Rosenbusch, Phys. II, 107, 1907.

[2]) O. Mügge, N. J. f. Min. B. B. **32**, p. 533, 1911.

[3]) S. Hilpert, Ber. d. Deutsch. Chem. Ges. **42**, p. 22, 48, 1909.

wahrscheinlich Sillimanit, auf. Sie fallen der weiteren Schmelzung anscheinend völlig wieder zum Opfer. Cordierite entstehen auch ziemlich frühzeitig, aber später als Spinell. Die Glimmer zerfallen etwa gleichzeitig mit der beginnenden Cordieritbildung. Jetzt tritt in den tonig-glimmerigen Lagen sehr bald der Zustand der völligen Verglasung ein. Sie stellen schwarze Bänder dar, die sich von den weißen sandigen Lagen, die für das bloße Auge noch wenig gelitten haben, scharf abheben.

Unter dem Mikroskop verschwinden aber diese Färbungsunterschiede stark. Es zeigt sich, daß auch die sandigen Lagen schon stark verglast sind. Die dunkleren Partieen verdanken ihre Farbe einer Erzdurchstäubung. Von den ursprünglichen Gemengteilen sind nur die Zirkone anscheinend unversehrt, die kleineren Quarze sind verschwunden, die größeren stark zugerundet, alles übrige hat sich in ein leicht braunes Glas verwandelt. Neubildungen treten auf: Cordierit, rhombischer und monokliner Augit, Erze und gelegentlich in besonderer Kontaktnähe Feldspate. Sehr selten ist Tridymit zu erkennen.

Der Cordierit ist sehr reichlich und fast nur in den ursprünglichen Ton- und Glimmerlagen enthalten. Er bildet hier manchmal den Hauptgemengteil. Die Krystalle sind meist sehr klein, oft so, daß sie dünner als Schliffdicke sind und körperlich erscheinen. An den Krystallen herrscht die Säulenzone und die Basis, am häufigsten sind demnach viereckige Querschnitte, von leicht bläulicher Farbe und gerader Auslöschung. Die basalen Schnitte zeigen stets (110) und (010), die größeren Krystalle durchweg auch (130) und (100). Die Krystalle sind meistens einfach, doch sind auch die bekannten Drillinge recht häufig. Basale Schnitte sind intensiver gefärbt als die anderen. Wenige Cordierite sind ganz klar, fast immer sind in ihrem Innern kleine stark lichtbrechende Körnchen eingelagert, vermutlich Spinell aus der ersten Phase der Metamorphose, die der späteren Resorption durch die Umschließung entgangen sind.

Sehr häufig ist ein Haufwerk von kleinen Cordieriten ver-

gesellschaftet mit oktaedrischen Körnern, Magnetit oder dunklem Spinell. An ihnen läßt sich beweisen, daß Cordierit und Erz gleichzeitig aus Biotit entstanden sind. Dies ist an den gewöhnlichen Schnitten senkrecht zur Schichtfläche daran zu erkennen, daß die Cordierite einer Partie, die einem alten Biotit entspricht, gleichzeitig bei gekreuzten Nikols auslöschen, a || c des ursprünglichen Biotits. In den Schnitten parallel zur Schichtfläche, die also die ursprünglichen Biotite meistens parallel der Basis treffen, sieht man nun anstelle der rechteckigen Cordierit-Schnitte basale, die wieder in einer Partie alle krystallographisch gleich orientiert sind. (001) des Cordierits liegt also (001) des ursprünglichen Biotits, auch die Flächen der Prismenzone sind zweifellos gesetzmäßig zu denen des Biotits gelagert (Tafel 4, Fig. 2), in welcher Weise aber, läßt sich bei der völligen Zerstörung des Biotits und dem Fehlen seiner randlichen Begrenzung nicht angeben. Man kann an den Pseudomorphosen oft noch die Verbiegungen des ursprünglichen Glimmers deutlich erkennen. Selbstverständlich sind diese Gebilde im Zusammenhang nur dort erhalten, wo die Schichten nicht allzusehr durcheinander geknetet sind. Die Pseudomorphosen sind je nach dem Eisengehalt des Biotits heller oder dunkler durch wechselnden Erzgehalt, manche sind undurchsichtig, andere enthalten kaum ein Erzkorn.

Diese Anordnung der Cordierite ist sicher häufig auch an anderen Lokalitäten zu beobachten, ich fand sie beispielsweise sehr schön in dem verglasten Sandstein von Schillingsruhe bei Hilwartshausen nördlich von Münden. Ich vermute, daß auch P. Hopmann[1]) in den Auswürflingen des Laacher Sees ähnliches beobachtet hat, denn er erwähnt, daß er in einem Schnitt parallel der Schieferung wohl ausgebildete Durchkreuzungszwillinge von Cordierit beobachten konnte.

Reichlich sind auch Neubildungen von rhombischem Augit. Sie kommen im Gegensatz zum Cordierit hauptsächlich

[1]) P. Hopmann, Verh. Naturhist. Verein Bonn, 1911, S. 220.

in helleren Partieen vor und fehlen in den dunkleren fast völlig. Oft sind es schöne scharfe Kryställchen, die wie Apatitnadeln aussehen, aber parallel der Längsrichtung c haben. Meistens sind es aber Mikrolithen von den verschiedensten Formen; teils wenig gebogen, teils lockenförmig, teils einzeln, teils in Knäueln und in Federform, bieten sie zierliche Bilder dar. In ihrer unmittelbaren Nähe ist das bräunliche Glas mehr oder weniger entfärbt. Monokline Augite sind in ihrer Erscheinung den rhombischen durchaus ähnlich, aber viel seltener. Die Erze sind sehr kleinkörnig, meistens ist es, der Form nach zu urteilen, Magnetit, vielleicht auch ein sehr dunkler Spinell; das letztere ist anzunehmen, wo der geringe Eisengehalt des ursprünglichen Gesteins im Mißverhältnis mit der Menge der Erzkörner stehen würde. Selten sind Blättchen von Titaneisen. Gelegentlich hat sich, aber nur ganz unmittelbar am Kontakt, auch Feldspat neu gebildet. Offenbar durch Alkalienzufuhr aus dem Basalt, denn, wo er auftritt, ist die sonst stets deutliche Grenze Basalt-Sandstein verwischt. Der Charakter der Feldspäte läßt sich nicht bestimmen. Daneben sind manchmal noch aus dem ursprünglichen Sandstein Reste von Feldspat erhalten. Sie sind am Rande in einen Kranz von ihnen parallel orientierten kleinen Feldspaten aufgelöst, die netzförmig von Glas durchwoben sind. Häufig ist nur noch dieses Netzwerk ohne Kern erhalten. Die Schmelzung scheint an Spaltrissen schneller vorgeschritten zu sein und dieses Auftreten netzförmig verteilten Glases verursacht zu haben.

Dort, wo örtliche Verhältnisse oder das Ausgangsmaterial von dem beschriebenen etwas abweichen, sind viele Modifikationen erkennbar. Z. B. besteht ein kleines völlig von Basalt umschlossenes Stück ehemaligen Schiefertones jetzt fast ausschließlich aus sehr kleinen dunkelvioletten Spinellen in einem schwach doppelbrechenden über größere Flächen hin einheitlich auslöschenden Untergrund.

Es wurde versucht, auch chemisch die mikroskopisch in gelegentlicher Feldspatneubildung erkennbare Stoffzufuhr nachzu-

weisen, besonders auch wegen der Analogie zu der Alkalienzufuhr, die bei den Kontaktgesteinen paläozoischer Diabase bekannt ist. Eine verglaste Tonlage (Buchit) wurde im Weiterstreichen verfolgt und von dem völlig verglasten und dem unveränderten Material eine Analysenprobe entnommen. Leider wechselt die Zusammensetzung einer Schicht besonders im Sandgehalt schon auf wenige Zentimeter so stark, daß sichere Schlüsse auf Stoffzufuhr aus dem Analysenresultat nicht zu ziehen sind. Immerhin mögen die Analysenresultate im Vergleich mit einer Analyse von Delesse von demselben Fundort hier mitgeteilt werden.

	I	II	III
SiO_2	70,73	56,80	59,13
TiO_2	11,13	0,94	21,98
Al_2O_3		21,63	
Fe_2O_3	6,88	1,58	6,60
FeO		3,80	
MgO	1,22	2,95	2,50
CaO	0,67	0,99	0,53
Na_2O	2,39	2,97	3,70
K_2O	2,16	3,87	3,43
H_2O^+	2,48	2,38	
CO_2	0,05	0,27	3,25[1]
H_2O^-	1,71	1,42	
	99,42	99,60	101,12

I. Sandige Tonlage.

II. Verglaste Lage.

III. Analyse eines Sandsteinglases von der Blauen Kuppe nach Delesse[2]).

In I ist FeO nicht bestimmt, auch wohl nur in geringer Menge vorhanden, in III ist Fe_2O_3 als FeO mitbestimmt.

Der niedrige Gehalt an SiO_2 in II ist sicher nicht, ebensowenig wie das Anwachsen von Al_2O_3, durch den Kontakt veranlaßt. Dagegen wohl das starke Anwachsen der Alkalien, möglicherweise auch von MgO. Der Wassergehalt ist nur scheinbar wenig verändert, im Hinblick auf die Menge Al_2O_3 muß die Ursprungssubstanz von II sehr viel mehr Wasser enthalten haben. Die Reduktion des Fe_2O_3 war zu erwarten.

[1]) Glühverlust.

[2]) Delesse, Ann. Min. (5) **12**, p. 479—483, 1857.

Erhitzungsversuche.

Um einen Anhalt über die Temperatur zu gewinnen, bei der die Umschmelzung des Sandsteins vor sich ging, wurde versucht, künstlich das Schmelzen hervorzurufen. Von vornherein ist anzunehmen, daß ein beträchtlicher Druck dabei nicht geherrscht haben kann, da wir die verglasten Sandsteine an Stellen finden, die sehr nahe an der Oberfläche des eigentlichen Basalts liegen. Im Südbruch ist ja ein Teil der Tuffhaube erhalten. Immerhin war der Druck so hoch, daß nicht alles Wasser aus dem Gestein entweichen konnte. Es zeigten Vorversuche, daß sich an aufeinander gelegten wechsellagernden sandigen und tonig-glimmerigen Platten ähnliche Erscheinungen hervorrufen ließen, wie sie bei den zusammengeschmolzenen Sandsteinlagen vorkommen.

Die dazu in Frage kommenden Temperaturen wurden näherungsweise festgestellt in der Weise, daß die zu untersuchende Substanz längere Zeit auf eine annähernd konstante Temperatur erhitzt und dann untersucht wurde. Die Temperaturmessungen geschahen mit einem Platin-Platinrhodium-Thermoelement. Auf besondere Genauigkeit wurde kein Wert gelegt, da es sich ja nicht um Schmelzpunkte, sondern um die Feststellung handelte, in welchem Temperaturintervall die Gesteine plastisch wurden.

1. Zunächst wurde grobes Basaltpulver 10 Min. auf 1085° erhitzt. Es war zusammengebacken und oberflächlich rötlichbraun verfärbt. Keines der erkennbaren Minerale zeigte Schmelzung, es konnte kein Glas festgestellt werden. Die Rotfärbung beruht auf Oxydation des Eisenoxyduls.

2. Ein etwa 1 cm großes Stückchen zeigte nach 10 Min. langer Erhitzung auf 1145° äußerlich einen harzigen Glanz, ähnlich aber stärker als bei den Limburgiten; auch der Bruch zeigt etwas von diesem Glanz. Im Schliff ist zu erkennen, daß sich kleine rotbraune Glastropfen gebildet haben, die Olivine sind nicht verfärbt. Alle größeren Krystalle sind noch intakt. Hat die Schmelzung einmal begonnen, so kommt es nur auf

die Zeitdauer des Versuches an, um alles zum Schmelzen zu bringen.

Schmelzversuche an tonigen Lagen: Unverändert ist das Gestein braun gefärbt und abgesehen von Sandkörnern sehr feinkörnig.

1. 15 Min. auf 1065⁰ ließ die Gemengteile noch unverändert; die Gele waren entwässert, das entstandene Eisenoxyd färbt jetzt das Gestein intensiv rot. Gleichzeitig beginnt aber im Innern schon die Reduktion zu Fe_3O_4.

2. 30 Min. auf 1100⁰ veranlassen beginnende Glasbildung. Die größeren Quarze und Muscovite sind noch intakt. Durch Freiwerden von Konstitutionswasser treten Blasen im Glas auf. Die Reduktion nimmt zu.

3. 20 Min. auf 1135⁰ brachte fast völlige Verglasung hervor. Die Blasenbildung verstärkt sich. Die Reduktion geht jetzt fast vollständig zu Ende. Bei Temperaturen über 1100⁰ kommt es zur Erreichung der Verglasung weniger auf die Höhe der Temperatur als auf die Versuchsdauer an. So ließ beispielsweise eine Temperatur von 1215⁰ 10 Min. lang einen großen Teil der Quarze noch intakt, während bei 1135⁰ aber doppelter Versuchszeit viel weniger erhalten waren. Die glimmerigen Lagen setzen dem Schmelzen wegen ihres größeren Korns einen etwas größeren Widerstand entgegen als die tonigen.

940⁰ 45 Min., das Eisenoxydgel ist entwässert, das Gestein wird brennend rot gefärbt.

Bei 1115⁰ zeigen sich die ersten Anzeichen der Schmelzung; die Reduktion beginnt.

1150⁰ 30 Min., die Glimmer sind völlig verschwunden, die größeren Quarze noch alle erhalten. Das Glas ist teils farblos, teils braun gefärbt.

1260⁰, die Verglasung ist fortgeschritten. In den ehemaligen Glimmerlagen sind auch die Quarze meist verschwunden. Auch in den quarzreichen Lagen ist soviel Glas, daß das Gestein völlig plastisch ist.

Es läßt sich also über die Temperatur, bei der der Kontakt

auf der Blauen Kuppe erfolgt ist, folgendes sagen. Der Basalt ist noch so heiß gewesen, daß auch die Sedimente[1]) bis auf wenige größere Quarze und Zirkone geschmolzen sind. Das deutet nach den Versuchen auf eine Temperatur von 1100 bis 1200° hin. Viel höher ist die Temperatur sicher nicht gewesen, sonst wären keine Reste von Quarz erhalten, und auch die Schichtung wäre verwischt. Der Basalt, der nach obigem Versuch bei 1100—1200° zwar schmilzt, bei dieser Temperatur aber noch reichlich viskos ist, wird in der Natur durch mitgeführte Dämpfe bedeutend dünnflüssiger gewesen sein. Die eingetretene Reduktion des Fe_2O_3 zu Fe_3O_4 war in dieser Weise zu erwarten.

Pneumatolytische Wirkungen an der Blauen Kuppe.

Cristobalit-führendes Gestein.

Mineralien, die auf pneumatolytische und hydrothermale Vorgänge hindeuten, sind von der Blauen Kuppe schon längst bekannt, so der Magnetit, der Apatit und der Aragonit.

Die Teile des Basalts, die starke Einwirkung pneumatolytischer Vorgänge aufweisen, sind für den Steinbruchbetrieb verständlicherweise ganz unerfreulich gewesen; infolgedessen sind sie meist schlecht aufgeschlossen. Die Fundstellen, an denen ich mein Material sammelte, liegen fast durchweg im Südbruch, und zwar an seiner Nordostseite, wo man eine Geröllhalde hinauf zum höchsten Punkte der Kuppe gelangen kann. Viele Stücke sind auch auf dieser Geröllhalde gesammelt. Man muß sich auf der von unten gesehen rechten Seite halten, hier trifft man ganz oben das Anstehende.

Es haben, räumlich recht beschränkt, intensive pneumatolytische Prozesse stattgefunden, deren Produkte hier zu finden sind: Magnetit, Eisenglanz, Cristobalit, Tridymit, Chalcedon, Apatit, Hypersthen, Augit, Feldspat, Glimmer und Titanit. Es

[1]) R. B. Sosmann u. H. E. Merwin, Journ. of Wash. Acad. of Ss. Vol. III, p. 389 ff., 1913, beobachteten, daß beim Palissadendiabas die Schmelzung der Sedimente, dort Arkosen und Sandsteine, nicht stattfand.

ist zu bemerken, daß Apatit und Cristobalit nicht häufig unmittelbar nebeneinander vorkommen. Die Mineralien sitzen aufgewachsen auf den Hohlräumen des im folgenden näher beschriebenen Gesteins. Der Basalt ist hier in hohem Maße zerklüftet. Er liegt den erhaltenen Resten des Tuffhutes benachbart und geht fast unmerklich in ihn über.

Das Gestein, in dem nun die pneumatolytischen Mineralien in der Hauptsache gefunden wurden, fällt gegenüber dem normalen Basalt sofort auf. Es ist nicht mehr schwarz oder dunkel blaugrau gefärbt, sondern schmutzig braun; es ist von Hohlräumen durchzogen und zeigt starke Zerrüttungserscheinungen. Sehr oft kommen auch Einschlüsse vor, vermutlich von Sandstein. Sie sind aber als solcher kaum mehr zu erkennen und stellen fast nur noch erdige zerreibliche Produkte dar.

Kurzum, dem bloßen Auge erscheint das Gestein hochgradig zersetzt. Die Analyse und der Schliff zeigen nun, daß Verwitterungs- und Zersetzungsvorgänge doch nicht so weitgehend waren, wie man zunächst erwartete. Zur Analyse wurde das Gestein so ausgesucht, daß sorgfältig Partieen, die mit Carbonaten ausgefüllte Hohlräume enthalten, vermieden wurden. Das wurde dadurch erleichtert, daß häufig die Oberflächenwässer diese Carbonate unter Zurücklassung einer braunen pulverigen Substanz, die wesentlich aus Eisenhydroxyd besteht, ausgelaugt haben.

	I	II	II
SiO_2	52,24	59,06	S = 60,43
TiO_2	1,61	1,37	A = 4,76
Al_2O_3	18,66	12,44	C = 7,68
Fe_2O_3	4,85	1,97	F = 11,86
FeO	2,80	2,64	n = 7,5
MnO	0,03	0,02	a = 4,2
MgO	2,56	4,35	c = 6,9
CaO + SrO	7,33	8,90	f = 8,9
BaO	0,18	0,08	
Na_2O	3,24	3,56	
K_2O	1,65	1,20	
H_2O^+	0,99	3,64	
CO_2	0,16	0,24	

P_2O_5	0,44	0,20
Cl	0,05	0,09
F	0,07	0,24
H_2O^-	2,94	—
	99,80	100,00

I. Gewichtsprozente.
II. Molekülprozente.
III. Osannsche Zahlen.

Der SiO_2-Gehalt nähert sich schon dem der Andesite. Der Gehalt an gebundenem Wasser und vor allem an unter 110° entweichendem ist ein Maß der Unfrische des Gesteins. Die geringe Kohlensäuremenge beruht auf der erwähnten teilweisen Auslaugung der Carbonate. Die sonstigen Analysenresultate bieten wenig Auffälliges. Der BaO-Gehalt ist etwas hoch, geht aber über das von HILLEBRAND noch für normal gehaltene Maß nicht hinaus. Die Mineralisatoren Cl und F, die man in einem stark pneumatolytisch veränderten Gestein in größerer Menge erwartet, gehen keineswegs über die Menge hinaus, die fast in jedem Gestein nachzuweisen wäre. Ein Vergleich mit der Analyse des nomalen Basalts von hier ergibt ein ziemlich rasches Anwachsen der Kieselsäure auf Kosten der Basen, besonders des Eisens und der Magnesia. Das Verhältnis der Alkalien hat sich nur unmerklich verschoben. Die starke Oxydation des Eisenoxyduls ist schon nach dem äußeren Aussehen zu erwarten. Einigermaßen auffallend ist die Abnahme des TiO_2-Gehalts. Trotzdem ist man bei der Untersuchung des Gesteins im Dünnschliff zunächst im Zweifel, wo man den verbleibenden TiO_2-Gehalt überhaupt unterbringen soll. In dem veränderten Gestein ist nach dem Verhältnis der Kieselsäure zu A, C und F freie Kieselsäure zu erwarten.

Im Schliff macht das Gestein einen sehr unruhigen Eindruck, es herrschen bei weitem die Feldspäte vor, daneben tritt Augit in reichlicher Menge, Erz, Apatit, eine zunächst nicht bestimmbare Hornblende, Cristobalit und Zersetzungsprodukte auf. Olivin fehlt völlig. Die Plagioklase sind die jüngste Ausscheidung, abgesehen vom Cristobalit, alle anderen Minerale durch-

spicken sie. Am ältesten sind Apatite und Erze, auch die Augite sind streng idiomorph. Die Plagioklase zeigen gedrungene leistenförmige Querschnitte mit wenig scharfer Begrenzung und durch zonaren Bau in manchen Schnitten sehr beträchtliche Unterschiede der Auslöschungsrichtung, wobei aber der Übergang ganz allmählich ist. Dieser Unterschied beträgt im selben Krystall bis etwa 40°. Etwa 20 untersuchte Spaltblättchen nach (001) zeigten Auslöschungsschiefen von +2° bis −12°, wobei im Kern immer die basischere Mischung war. Spaltblättchen nach (010), die seltener zu erzielen waren, zeigten +5° bis −27°. Diese Auslöschungsrichtungen führen mit genügender Übereinstimmung auf Mischungen $Ab_{80}\,An_{20}$ bis $Ab_{35}\,An_{65}$. Der Durchschnitt wird einem Feldspat von der Grenze Andesin nach Labrador mit etwa $Ab_{55}\,An_{45}$ entsprechen. Es liegen meist einfache Albitzwillinge vor. Doch sind auch gelegentlich Periklinlamellen und Karlsbader Zwillinge zu erkennen.

Der Augit tritt in manchen Schliffen recht zurück, in anderen wieder bildet er einen wesentlichen Gemengteil. Er ist idiomorph mit (110), (010), ($\bar{1}$11), (001) und selten verzwillingt. Er ist grünlich, ohne Pleochroismus, auch ohne besondere Farbentöne, die auf Titanaugit schließen ließen. Manchmal ist schwache Sanduhrstruktur zu erkennen. Spaltblättchen nach (110) haben eine Auslöschungsschiefe von etwa 37°. Gelegentlich ist er in Klumpen angehäuft, wie dort, wo er eine intersertale Zwischenklemmungsmasse bildet. Erz kommt in Körnern oder gedrungenen Leisten vor; es tritt manchmal stark zurück. Einige der größeren Erzbrocken sind Titaneisen. Apatit ist eine sehr alte Ausscheidung, durchspickt aber nur selten Augit; er bildet lange dünne Nadeln in großer Anzahl. Der Habitus der gesteinsbildenden Apatite unterscheidet sich wesentlich von den gedrungenen Formen der aufgewachsenen. In großer Menge findet sich ein Mineral, dessen Bestimmung Schwierigkeiten macht. Es ist etwas älter als Feldspat. In den meisten Schliffen erscheint es nur in langen undurchsichtigen Nadeln, die höchstens bei ganz starker Beleuchtung durchscheinend werden;

ganz dünne Krystalle zeigen braune, ja gelbe Farben (Taf. 4, Fig. 3). Man könnte an Rhönit[1]) denken, mit dem es die hornblendeähnliche Spaltbarkeit, Zwillingslamellen parallel der Längsrichtung, Tafelform nach einer Fläche der Zone der vertikalen Achse (bei Rhönit nach (010)), die Streckung parallel der c-Achse und die schwere Durchsichtigkeit gemein hat. Auch ist anzunehmen, daß es mit Rhönit in einem hohen Titangehalt übereinstimmt, denn keinem der anderen Gemengteile kann der nicht unbedeutende Titangehalt des Gesteins zugeschrieben werden. Gegen die Identifizierung mit Rhönit spricht aber folgendes: Zunächst ist Rhönit gewöhnlich kurz säulenförmig[2]), dieses Mineral ausgesprochen nadelförmig, die Auslöschungsschiefe c:c beträgt bei Rhönit 39—40°, hier, soweit es sich übersehen läßt, 22°. Die optischen Untersuchungen sind dadurch erschwert, daß einigermaßen dicke Nadeln undurchsichtig sind, die sehr dünnen aber stets von anderen Mineralen über- oder unterlagert werden. Gegen Rhönit spricht aber vor allem der völlig fehlende Pleochroismus, der ja dort »besonders stark« ist. Man muß das Mineral vorläufig als eine nicht näher bestimmbare Hornblende bezeichnen, in deren Verwandtschaft es nach Licht- und Doppelbrechung und Spaltungswinkel zweifellos gehört. Durch schwere Lösungen oder chemische Trennung war das Mineral nicht zu isolieren.

Cristobalit ist in den Dünnschliffen dieses Gesteins sehr reichlich vorhanden (Tafel 4, Fig. 4 und 5). Der Verteilung nach ist er als durchaus gesteinsbildend anzusehen. Genetisch stellt er aber auch hier ein Produkt pneumatolytischer Vorgänge dar, was daran zu erkennen ist, daß er in der Nähe von Poren angereichert ist. Im Schliff ist er, wenn man sich an seinen Anblick gewöhnt hat, sehr leicht zu erkennen. Von Krystallform ist im Gestein nichts zu beobachten, da er ja deutlich jünger als alle anderen Gemengteile ist. Seine sehr niedrige Lichtbrechung

[1]) J. Söllner, Über Rhönit usw. N. J. f. Min. BB. **24**, S. 475 bis 547, 1907.

[2]) A. Lacroix, Bull. Soc. Min. Franc. **32**, p. 325, 1909 erwähnt, daß der Rhönit vom Puy de Barneire manchmal sehr lang ∥ c gestreckt ist.

gibt ihm ein starkes negatives Relief, die Doppelbrechung ist so niedrig, daß sehr dünne Schliffe ihn fast isotrop erscheinen lassen. Das bezeichnendste Merkmal sind die bekannten Sprünge, die dem Material im Schliff das dachziegel- oder schuppenförmige Aussehen geben. Sie erscheinen bei starker Vergrößerung, wenn durch schräges Beleuchten oder teilweises Abblenden auf scharfes Relief eingestellt wird, sehr deutlich. Auf die optischen Verhältnisse wird weiter unten eingegangen werden.

Zersetzungsprodukte sind in diesem Gestein, wie ja auch die Analyse zeigt, reichlich vorhanden. Vorherrschend sind Eisenhydrogele, daneben Carbonate und gelegentlich Serpentin. Der Serpentin entspricht aber anscheinend nie zerstörtem Olivin, der bei dem niedrigen Magnesiagehalt wohl überhaupt nicht gebildet wurde, sondern geht, wie die anderen Zersetzungsprodukte, hauptsächlich auf Glas zurück.

Pneumatolytische Minerale.

1. Magnetit.

Magnetit ist das häufigste Produkt der Pneumatolyse. Er findet sich auch an solchen Stellen, an denen andere Minerale dieser Art nicht nachweisbar sind. Entsprechend seiner Häufigkeit ist er auch am längsten von hier bekannt[1]). Besonders in die Augen fallend ist das Vorkommen auf manchen Gesteinsklüften, wo die ganze Fläche mit einer Unzahl von höchstens 1 mm großen Krystallen besetzt ist. Hier wird er dann höchstens von spärlichem Apatit begleitet. Außerdem findet er sich aber sehr reichlich in allen Hohlräumen, die sonstige pneumatolytische Mineralien führen. Auffallend ist sein Vorkommen neben Eisenglanz: ähnliches ist gelegentlich von K. Busz vom Krufter Ofen erwähnt[2]). Die Krystalle zeigen meist nur (111), auf den Gesteinsklüften finden sich aber auch recht flächenreiche Formen. (110) ist recht häufig, (311) nicht selten, (533) nur sehr klein, ebenso (100). Ganz schmal fand sich an einem sehr flächen-

[1]) v. Hoff, Mag. d. Ges. Naturforsch. Freunde Berlin 1811, S. 349.
[2]) K. Busz, Zeitschr. f. Krist. usw. **19**, S. 24, 1891.

reichen Krystall noch (221). Deutliche natürliche Ätzfiguren wurden nicht beobachtet. Trotz der Kleinheit der Krystalle ließen sie sich aber in der von O. MÜGGE[1]) beschriebenen Weise mit Kaliumbisulfat ätzen. Nach $^1/_2$—2 Minuten zeigten sich meist sehr kleine Felder, die in 3 Azimuten reflektierten. Manchmal konnte man deutlich die linienförmige Anordnung der herausgeätzten Eisenglanze erkennen.

2. Eisenglanz

ist selten. Er kommt gelegentlich vergesellschaftet vor mit Cristobalit usw. Besonders gern scheint er die Augite zu begleiten. Die Krystalle sind drei- oder sechsseitige, gelegentlich auch rautenförmige Täfelchen. Herrschend und meist allein sicher zu erkennen ist (0001). Die sechsseitige Begrenzung wird durck ($10\bar{1}1$) bewirkt, in einem Fall kam ($11\bar{2}0$) hinzu. Verzwillingung nach ($10\bar{1}0$) bringt die rautenförmigen Tafeln zustande. Dadurch, daß es möglich war, in einem Fall ($10\bar{1}1$):(0001) näherungsweise zu 57—58° zu messen, und daß einige Stellen mancher Präparate tiefrot durchscheinend waren, ist die Zugehörigkeit zum Eisenglanz erwiesen.

3. Cristobalit.

Im Sommer 1913 fand ich auf der Blauen Kuppe und im Sommer 1914 auch am Rosenbühl den Cristobalit. Die Örtlichkeit auf der Blauen Kuppe, die dieses Mineral in sehr reichlicher Menge führt, liegt im Südbruch an der oben beschriebenen Stelle.

Der Cristobalit bildet schöne weiße, meist porzellanartig aussehende Krystalle, die nur selten über 1 mm Größe hinausgehen. Sie erscheinen hauptsächlich in drei verschiedenen Trachten:

I. Reguläre Oktaeder in gewöhnlicher Ausbildung;
II. Sechsseitige Tafeln mit rhomboedrischer Begrenzung;
III. Solche, die geometrisch durchaus dem Tridymit gleichen.

[1]) O. MÜGGE, N. J. f. Min. BB. **32**, S. 476 ff., 1911.

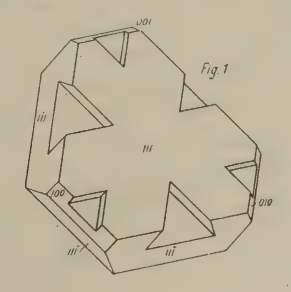
In den Formen kommen alle Übergänge vor; optisch und auch nach der Umwandlungstemperatur sind die drei Typen identisch.

Tracht I. Neben herrschendem Oktaeder, der für Cristobalit bisher ja allein bekannten Form, ist manchmal auch der Würfel zu beobachten und zwar ziemlich groß. Spinellzwillinge sind sehr häufig. Zu Messungen sind die Krystalle schlecht geeignet, die Reflexe sind nicht einheitlich. An einem Krystall mit relativ guter Flächenbeschaffenheit konnte ein Oktaederwinkel zu 109° 32′ gemessen werden. Andeutung einer Spaltbarkeit nach (111) war vorhanden. Die Ursache der porzellanartigen Trübung ist in den bekannten Sprüngen zu suchen, die bei der Umwandlung von α- in β-Cristobalit[1]) entstehen. Diese Trübung, die natürlich bei jeder Beobachtung sehr störend ist, ist leicht durch Aufhellung mit einem Tropfen Wasser oder, was bei Beobachtung des Umwandlungspunktes empfehlenswert ist, mit hochsiedendem Paraffinöl zu beheben. Optische Untersuchungen lassen die Krystalle der Tracht I im allgemeinen erst in Dünnschliffen zu.

Tracht II. Diese nach der Oktaederfläche stark tafligen Krystalle sind besonders häufig (Taf. 4, Fig. 6). Bei einfachen Krystallen werden so Formen gebildet, die eine hexagonal rhomboedrische Kombination von vorherrschend (0001) und mit untergeordnetem $(10\bar{1}1)$ vortäuschen. An ihnen erscheint häufig der Würfel als nächst stumpferes Rhomboeder. Oft kommen auch Krystalle vor, die nach der Oktaederfläche verzwillingt sind. Bei diesen Spinellzwillingen, wie auch bei gleichartigen der Tracht I sind fast stets die einspringenden Winkel zugewachsen. Das Ganze erscheint als trigonale Doppelpyramide mit Basis. Es ist übrigens wegen der geringen Dicke der Tafeln meist nur mit Hülfe eines Drehtischchens möglich, die randliche Begrenzung mit Sicherheit festzustellen. Auffallend sind häufige Wachstumsformen. Bei manchen Krystallen sind die Seiten der

[1]) Ich benenne nach Boekes Vorschlag (in seinen Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie) die bei höchster Temperatur (und gewöhnlichem Druck) beständige Modifikation α usw.

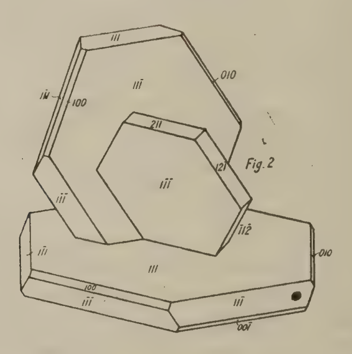
sechsseitigen Tafeln etwas eingekerbt, und die Ecken sind spitzbogenförmig. Häufig sind auch Krystalle, bei denen die eine groß ausgebildete Oktaederfläche vollkommen intakt ist, während die Gegenfläche mit bastionsartigen Fortwachsungen bedeckt ist. Diese Wachstumsformen leiten über zu den Krystallen der I. Tracht. Dasselbe tun Krystalle dieser II. Tracht, die wie überzuckert erscheinen. Die kleinen Subindividuen zeigen nach dem gleichzeitigen Reflex mit den Flächen des Hauptkrystalls: (111) und gelegentlich (100). Auch die Krystalle der II. Tracht sind milchig trübe, doch kommen hier Randpartieen und zarte Fortwachsungen vor, die fast ohne Sprünge und daher vollkommen durchsichtig sind.



Tracht III. Auch diese ist nicht scharf von der vorigen zu trennen. Die Krystalle gleichen vollkommen Tafeln der hexagonalen Kombination (0001) und (10$\bar{1}$0), durchaus ähnlich den Tridymitkrystallen des gewöhnlichen Habitus. Unter dem Mikroskop erkennt man nun allerdings sehr häufig, daß die scheinbare Prismenfläche aus vielen abwechselnden Flächen (100) und (111) gebildet wird. Oft ist auch das scheinbare Prisma, bei regulärer Deutung also nach dem Zonenverband (211), mehr oder weniger groß daneben oder auch allein tatsächlich vorhanden. In diesem Fall ist es häufig ausgeschlossen, den Krystall ohne weiteres als Cristobalit anzusprechen, zumal er bei sehr geringer Dicke auch völlig klar und ohne die milchige

Trübung sein kann. Sprünge sind zwar vorhanden, aber da sie häufig parallel dem Umriß verlaufen, könnten sie als die beschriebenen Spaltrisse des Tridymits gedeutet werden. Sie sind aber viel zahlreicher und deutlicher als beim echten Tridymit. Auch die optische Unterscheidung ist bei so dünnen Blättchen nicht sicher.

Von hohem Interesse sind die Verwachsungen der Cristobalitkrystalle, die täuschend den bekannten Tridymitzwillingen nach (10$\bar{1}$6) und (30$\bar{3}$4) ähneln. Ganz besonders häufig sind zwei Krystalle II. Tracht so verwachsen, daß alle Flächen und Kanten einander parallel sind. Nur ist der eine Krystall nach einer anderen Fläche von (111) verzerrt als der andere. Häufig ist auch der 2. Krystall in Zwillingsstellung nach dem Spinellgesetz zum ersten. In beiden Fällen resultieren scheinbare Tri-



dymitzwillinge nach (30$\bar{3}$4). Sehr häufig sind auch Zwillinge nach einem Ikositetraeder, das etwa $17^1/_2{}^0$ gegen (111) geneigt ist, also vielleicht (955) (955:111 = $16^0\,34^1/_2{}'$). Da nun auf einer verzerrten Oktaederfläche (111) nicht nur Zwillinge aufsitzen, deren Zwillingsebene in der Zone nach (100) nach der einen Seite unter etwa $17^1/_2{}^0$ zu (111) geneigt ist, sondern daneben auch solche, wo sie nach der anderen Seite geneigt ist, so muß ein zweites Zwillingsgesetz angenommen werden, näm-

lich nach einem Triakisoktaeder, das wieder etwa $17^1/_2{}^0$ gegen das Oktaeder geneigt ist, etwa (994) (994:111 = 17° 49′). Hier entstehen Gebilde, die den Tridymitzwillingen nach $(10\bar{1}6)$, gegebenenfalls nach mehreren Flächen davon, täuschend ähneln. Solche Verwachsungen kommen nun natürlich auch vor bei Krystallen III. Tracht, wo die Tridymitähnlichkeit besonders schlagend ist, und nach demselben Schema zwischen Krystallen I. und II. oder I. und III. Tracht. Letztere erinnern wieder vollkommen an die orientierten Verwachsungen von Tridymit und Cristobalit, wie sie von S. CRISTOBAL bekannt sind[1]).

Die außerordentliche Ähnlichkeit der Cristobalitkrystalle und ihrer Verwachsungen mit Formen des Tridymits führt zu dem Schluß, daß hier Pseudomorphosen nach Tridymit vorliegen. Ich wiederhole nochmals die Beweisgründe: Das ungemein häufige Auftreten von Krystallen, die nach (111) taflig verzerrt sind (von den mir vorliegenden mehreren Tausend Krystallen zeigen sicher mehr als 90 % diese Ausbildung); das Vorkommen von Prismenflächen $(10\bar{1}0)$ entsprechenden Ikositetraederflächen (211) und zwar nur an den den Prismenflächen zukommenden Stellen; die Parallelverwachsungen und Spinellzwillinge, die Zwillingen nach $(30\bar{3}4)$ des Tridymits entsprechen; schließlich die Zwillinge nach unwahrscheinlichen Gesetzen nach (955) und (994), die den Tridymitzwillingen nach $(10\bar{1}6)$ gleichen. Die Ähnlichkeit erstreckt sich sogar auf gewisse Eigentümlichkeiten im Habitus, wie die lose Aufeinanderpackung von dünnen Tridymittäfelchen in ungefähr paralleler Lage. Sie tritt hier bei den Cristobaliten III. Tracht ganz allgemein auf.

Zunächst entstandene Tridymite wurden durch vorläufig nicht festzustellende Vorgänge paramorphosiert und wuchsen als Cristobalite weiter, wobei (0001) immer zu einer Oktaederfläche, $(10\bar{1}0)$ zu (211) wurde. Es entstanden weiter noch Würfel und gelegentliche Triakisoktaeder, in Verteilung und Ausbildung sich an die Formen des verschwundenen Tridymits

---

[1]) G. v. RATH, N. J. f. Min. 1887, I, S. 198.

anlehnend. Bei dem Fortwachsen verschwinden zunächst (211) und die Triakisoktaeder, schließlich auch der Würfel auf Kosten des Oktaeders. Das Fortwachsen der neu entstandenen Cristobalite ist in allen Zwischenstufen von der hexagonalen Tafel bis zum modellähnlichen Oktaeder zu erkennen.

Ein charakteristisches Merkmal des Cristobalits sind die im Schnitt »dachziegel«förmig aussehenden Sprünge (Taf. 4, Fig. 6). Sie sind begründet in der bei der Umwandlung des regulären in quadratischen Cristobalit erfolgenden Kontraktion, die Endell experimentell nachgewiesen hat. Es ist damit nicht gesagt, daß die Sprünge dann auch entstehen müssen, es lassen sich vielmehr Krystalle genug finden, die Sprünge nur in sehr geringer Anzahl zeigen. Auch diese Krystalle, die immer sehr dünntafelig sind, zeigen Spannungen, die sich in Sprüngen auslösen, wenn sie erhitzt und einigermaßen schnell abgekühlt werden, oder wenn sie ein oder mehrmals über die Umwandlungstemperatur erhitzt werden.

Die Sprünge sind natürlich räumlich; sie scheinen oft vollkommen ohne krystallographische Orientierung zu verlaufen, manchmal sieht man jedoch in oktaedrischen Schnitten, daß sie unzweifelhaft die drei Richtungen parallel dem Umriß bevorzugen. Durch Heben und Senken des Tubus läßt sich feststellen, daß sie schräg in das Krystallinnere verlaufen. In Schnitten nach dem Würfel verlaufen die Sprünge parallel der Spur der Oktaederflächen. Es besteht also ein zweifelloses Kohäsionsminimum nach (111). An abgebrochenen Stücken läßt sich auch gelegentlich ein schwacher Reflex nach (111) erkennen.

Daß die Sprünge nicht etwa schon beim Wachstum angelegt sind und sich bei der Umwandlung nur verbreitern, sondern hier erst entstehen, wird dadurch bewiesen, daß die als Tridymit gebildeten und später pseudomorphosierten Krystalle die Sprünge so zeigen, wie es der regulären Symmetrie entspricht.

Dichte. Mit der Westphal'schen Wage wurde in Thoulet'scher Lösung die Dichte eines schönen Krystalls zu 2,331 bestimmt. Diese Bestimmung ist übrigens bei allen drei Trach-

ten sehr schwer genau durchzuführen. Die teilweise sehr feinen Sprünge, die bei der Abkühlung entstehen, sind sehr schwer völlig frei von Luft zu bekommen. Das vermindert die Dichte; im Gegensatz dazu erhöhen die den meisten Krystallen anhaftenden Chalcedonhäutchen, die beim Aussuchen der Krystalle leicht übersehen werden, das Gewicht. Bei einer großen Menge von Krystallen aller drei Trachten (etwa 1000 Stück), die vorher mit verdünnter Salzsäure von anhaftendem Eisenhydroxydgel befreit waren, und wo außerdem mit dem Magneten solche Krystalle ausgelesen waren, die mit Magnetit verwachsen waren, ergab sich, daß etwa:

20 % eine Dichte unter 2,300,
30 % eine Dichte 2,300—2,310,
15 % eine Dichte 2,310—2,320,
30 % eine Dichte 2,320—2,330 hatten.

Geringere Dichte als 2,290 kam nicht vor, Krystalle mit höheren Dichten als 2,335 waren mit feinen Erzpartikelchen verwachsen, die der magnetischen Trennung entgangen waren. Die Luft war dadurch, daß die Substanz vor der Bestimmung etwa $^1/_2$ Stunde im Vakuum ausgekocht war, möglichst entfernt. Der Fehler, den eingeschlossene Luft verursachte, ist wohl geringfügiger als der durch anhaftende Chalcedonhäutchen veranlaßte. Der wahrscheinlichste Wert für die Dichte scheint daher zwischen 2,290 und 2,320 zu liegen.

Optisches. Die Krystalle sind infolge der erwähnten Sprünge milchig trüb. Nach der Aufhellung durch Öl werden sie wasserhell. Klar sind auch die sehr dünnen Krystalle III. Tracht und auch gelegentlich Randzonen an anderen Krystallen. Die Krystallflächen sind fettglänzend, der Bruch körnig-weiß. Beim Erhitzen über die Umwandlungstemperatur werden die Krystalle etwas klarer (»Cristobalitreaktion«).

Die Feststellung der optischen Konstanten wird durch die sehr weitgehende und unübersichtliche Zwillingsbildung erschwert (Taf. 4. Fig. 8).

Das scheinbare Oktaeder baut sich nach der MALLARD'schen

Auffassung[1]) aus drei quadratischen Individuen auf, deren c-Achsen den vierzähligen Achsen des Oktaeders entsprechen. Meine Beobachtungen lassen sich mit einer Ausnahme durch diese Auffassung erklären.

Schnitte parallel (100) zeigen bei gekreuzten Nikols drei Orientierungen. Eine Partie entspricht dem parallel zur Basis getroffenen Individuum, die beiden anderen Partieen zeigen Interferenzfarben von gleicher Höhe, die Elastizitäten sind aber gekreuzt. Fallen demnach die Nikolhauptschnitte mit den Richtungen der krystallographischen Achsen zusammen, so ist der ganze Krystall dunkel. Der bündige Beweis, daß quadratische Symmetrie und keine andere vorlag, ließ sich deshalb nicht erbringen, weil in diesen Schnitten keine isotropen Felder von der Größe auftraten, daß das Achsenbild zu beobachten gewesen wäre.

Schnitte parallel (111). Manchmal vorkommende sehr dünne nach (111) verzerrte Krystalle zeigen den lamellaren Aufbau, der in dickeren Krystallen durch die Überlagerung meist verdeckt ist, recht gut. In hier ziemlich großen einheitlich auslöschenden Feldern sind sehr zarte scharfe und verwaschene Lamellen zu erkennen; die verwaschenen Lamellen verlaufen parallel den Seiten, die scharfen ⊥ dazu (Taf. 4, Fig. 7).

Auch in größeren Krystallen sind bei starker Vergrößerung solche Lamellen, aber nur ganz kurz und gewöhnlich schon beim nächsten Sprung absetzend, zu erkennen.

Die Orientierung ist nun folgende: In den größeren einheitlichen Partieen und in der Mehrzahl der Lamellen herrschen drei um 120° gedrehte optische Orientierungen. Die größere Elastizität $\mathfrak{a}$ liegt immer ⊥ zu den Kanten des Oktaeders. In den größeren optisch einheitlichen Partieen ist Beobachtung im konvergenten Licht möglich. Danach scheint ein sehr schräg zur optischen Achse getroffener einachsiger Krystall vorzuliegen.

Neben dieser Orientierung, die mit der MALLARD'schen Auf-

[1]) MALLARD, Bull. Soc. franc. de Min. **13**, p. 175, 1890.

fassung verträglich ist, sind aber auch noch drei gegenüber den anderen um 90⁰ gedrehte Orientierungen vorhanden. Sie sind, soweit beobachtet wurde, nur in dünnen, teils scharfen, teils verwaschenen Lamellen vertreten. Um sie zu erklären, muß ein weiteres Zwillingsgesetz herangezogen werden. Welcher Art dieses aber ist, läßt sich nach den wenigen gemachten Beobachtungen nicht mit Sicherheit sagen. Erstens sind Lamellen, die auf dieses Zwillingsgesetz zurückzuführen sind, bis jetzt nur an Tafeln nach (111) beobachtet worden; zweitens läßt sich in diesen Lamellen nur die Lage der größeren und kleineren Elastizität feststellen, aber nichts über ihr Verhältnis zu denen im Hauptkrystall. Möglich wäre beispielsweise eine Einlagerung nach (hol) oder (hhl) der quadratisch gedachten Krystalle.

Schnitte parallel einer Rhombendodekaederfläche werden wie die Würfelschnitte auf einmal bei gekreuzten Nikols dunkel. Beim Drehen erkennt man zwei durch Höhe der Interferenzfarben und Lage der Elastizitätsachsen verschiedene Orientierungen. Die erste mit höherer Interferenzfarbe und der Lage $\mathfrak{a}$ parallel der längeren Diagonale des Schnitts entspricht dem parallel zur c-Achse geschnittenen Individuum, die andere mit niedrigerer Farbe und $\mathfrak{a}$ parallel der kürzeren Diagonale den beiden andern schräg zur c-Achse getroffenen Individuen. Im ganzen sind aber diese Schnitte zu Untersuchungen wenig geeignet. Lamellen nach dem zweiten Gesetz wurden hier nicht erkannt.

Die ganze optische Untersuchung macht große Schwierigkeiten; es scheitert daran auch die genaue Bestimmung der optischen Konstanten.

Den Brechungsexponenten etwa an einem natürlichen Prisma mit den Flächen 111 und $\overline{1}\overline{1}1$ zu bestimmen, scheitert an der mangelhaften Flächenbeschaffenheit und der Undurchsichtigkeit. Es wurde schließlich die mittlere Brechung bestimmt durch Eintauchen in Ölgemische, deren Brechungsexponent jedesmal mit dem Abbe-Pulfrichschen Totalreflektometer gemessen wurde. Sie betrug 1,485. Dieser Wert stimmt mit dem

von Mallard (1,482) und Fenner[1] ($\omega = 1{,}487$, $\varepsilon = 1{,}484$) gefundenen recht gut überein.

Die Doppelbrechung ist wegen der Überlagerung von verschieden orientierten Teilchen schwer zu bestimmen. Daß der von Mallard angegebene Wert 0,00053 viel zu niedrig ist, erkennt man sofort, wenn man den Cristobalit neben anderen Mineralen im Dünnschliff sieht, also beispielsweise in Dinassteinen oder im Gestein der Blauen Kuppe. Ich möchte seine Doppelbrechung auf $^1/_3$ bis $^1/_4$ des Quarzes schätzen. Sonst ist sie noch bei Fenner auf 0,003 angegeben, was Mügge für etwas zu hoch hält; andererseits ist auch Endell's Angabe (»wenig niedriger als Quarz«) offensichtlich zu hoch. In einem Schliff parallel (100) aus einem schönen Oktaeder wurde mittelst Babinet'schen Kompensators $\omega - \varepsilon$ zu 0,0018 gemessen (bei einer Schliffdicke von 126 μ). Ein nach (111) verzerrter Krystall ergab auf (111) eine Doppelbrechung von 0,0011 (bei einer Dicke von 134 μ), ein anderer 0,0013 (80 μ Dicke), was für $\omega - \varepsilon$ 0,0014 und 0,0015 entsprechen würde.

Es hat demnach ein Schnitt der Lage, die für die Gesamtheit der drei Mallard'schen Krystalle die niedrigste Interferenzfarbe ergibt, immer noch eine Doppelbrechung höher als Leucit. Dabei ist zu beachten, daß die Doppelbrechung wegen der Überlagerung eher zu klein als zu groß gefunden wird.

Die Krystalle der Tracht I waren so schwer durchsichtig zu erhalten, daß sie für Erhitzungsversuche nicht geeignet erschienen. Die Krystalle der II. Tracht waren wegen ihrer Dünntafeligkeit dagegen manchmal schon ohne Aufhellungsmittel genügend durchsichtig, um das Isotropwerden bei der Umwandlung scharf beobachten zu können. Versuche zur Ermittlung dieser Temperatur wurden bei sehr vielen Krystallen angestellt. Einige seien herausgegriffen.

1. Ein kleiner Krystall der Tracht II, ursprünglich sehr klar und wenig von den charakteristischen Sprüngen zeigend,

[1] Cl. N. Fenner, Zeitschr. f. anorg. Chem. **85**, S. 160, 1914.

wurde 10 mal über seine Umwandlungstemperatur erhitzt und wieder abgekühlt. Nach dieser wiederholten Umwandlung war nur noch mit großer Mühe festzustellen, daß die optische Orientierung noch genau dieselbe wie ursprünglich war, weil nämlich der Krystall derartig zersprungen und daher undurchsichtig geworden war, daß selbst die Aufhellung mit Paraffinöl nicht genügte. Die Umwandlung trat beim Erhitzen ein bei 245°, einzelne Teile bis 3° früher oder später; die Rückverwandlung bei 227°. Diese von FENNER schon beobachtete Verzögerung der Rückverwandlung konnte auch durch ganz langsames Abkühlen nicht vermieden werden. Längeres Halten der α-Modifikation auf 237° brachte keinen Umschlag in die β-Modifikation hervor, ebensowenig ergab sich bei ganz langsamem Erhitzen ein niedrigerer Umwandlungspunkt $\beta \rightarrow \alpha$.

2. Ein Krystall der Tracht II mit Wachstumsformen wurde einmal erhitzt und abgekühlt, zu wiederholten Versuchen war er schon nach dieser einmaligen Umwandlung unbrauchbar.

Umwandlung beim Erhitzen 242°.
Umwandlung beim Abkühlen 217°.

3. Ein Krystall der II. Tracht mit sehr schönen charakteristischen Sprüngen wurde umgewandelt; Rückverwandlung war wegen der großen Anzahl neu entstandener Sprünge überhaupt nicht mehr zu beobachten. Umwandlung beim Erhitzen 237°.

Es konnte bei diesem Krystall schon 14° unter der Umwandlungstemperatur beobachtet werden, daß neue Sprünge plötzlich entstanden, während andere sich schlossen.

4. Aus einem »Tridymit«zwilling der Tracht III wurde das eine Individuum, es zeigte ganz einfache Felderteilung und deutliche Spaltrisse parallel dem Umriß, der Erhitzung unterworfen. Die Umwandlungstemperatur war 239°.

Die Rückverwandlung war auch hier nicht mehr sicher zu bestimmen. Der Krystall zeigte jetzt in Anordnung der Felder und Durchsichtigkeit wesentlich größere Ähnlichkeit mit Tracht II.

5. Ein Krystall III. Tracht zeigte dieselbe Umwandlungstemperatur 239°, doch folgten auch die neu entstandenen Risse deutlich dem Umriß.

Da die Krystalle der III. Tracht nur in beschränkter Zahl vorhanden waren und sie fast immer dabei zerstört wurden, unterblieben hier Erhitzungsversuche in größerer Zahl.

Eine Anzahl von Krystallen II. Tracht ergab noch Umwandlungstemperaturen von 235—250° und beim Abkühlen die Rückverwandlung stets 20—25° darunter, falls dieser Punkt überhaupt beobachtet werden konnte.

Zusammenfassend läßt sich sagen: Das mehrfach beobachtete starke Schwanken der Umwandlungstemperatur wurde auch hier festgestellt, ebenso die starke Verzögerung der Rückverwandlung.

Schema der Umwandlung:

$$\beta \text{ Cristobalit } \underset{\longleftarrow}{\overset{235-250^0}{\underset{215-230^0}{\longrightarrow}}} \alpha \text{ Cristobalit.}$$

Schwankungen, aber von bedeutend geringerem Ausmaß, wurden auch in ein und demselben Krystall beobachtet, ebenso die von Mügge[1]) beschriebenen plötzlichen Vertauschungen der optischen Elastizitäten kurz vor der Umwandlung. Bei der Rückverwandlung scheint die optische Orientierung dieselbe zu werden wie vor der Umwandlung.

Cristobalit von anderen Fundpunkten.

Schon Fenner erwähnt, daß der Cristobalit wohl viel häufiger, als gewöhnlich angenommen, in der Natur sei; er zitiert selbst neue Vorkommen[2]). Der Umstand, daß in der Literatur als Kennzeichen des Tridymits seine angebliche »Schuppenstruktur« angeführt wird, gibt ebenfalls einen Hinweis auf die Möglichkeit, daß viel Tridymit eigentlich Cristobalit ist. Denn eben diese Struktur ist ja ein Produkt der bedeutenden Kontraktion[3])

[1]) O. Mügge, N. J. f. Min. 1916, II, S. 9.

[2]) Cl. N. Fenner, l. c. S. 150.

[3]) Endell und Rieke. Tschermaks Mitt. 31, 1912, S. 507—510.

bei der Umwandlung aus der regulären in die quadratische Modifikation, eine Kontraktion, die der Tridymitumwandlung fast völlig fehlt.

Das häufige Nebeneinandervorkommen von Cristobalit neben Tridymit macht es begreiflich, daß dem Tridymit ein Merkmal zugeschrieben wurde, das dem Cristobalit zukam.

Ich habe daher einige Gesteine, aus denen Tridymit beschrieben war, und ferner andere Gesteine von wesentlich andesitischem Charakter, die einigermaßen blasenreich waren, auf das Vorkommen von Cristobalit geprüft.

In ganz besonders hervorragender Weise zeigt nun den Cristobalit das von ROSENBUSCH, Physiographie I, 2, Tafel 3 abgebildete Gestein von Pomasqui bei Quito in Equador. Das Gestein ist anscheinend dasselbe, das G. v. RATH mehrfach erwähnt[1]). Es stammt aus einem Trachytblock aus den Calacalituffen einer Quebradaschlucht östlich von Pomasqui bei Quito. VOM RATH bemerkt bereits die Schuppenstruktur dieses »Tridymits« und die gelegentlich sechsseitige Anordnung der Sprünge. Der bei ROSENBUSCH abgebildete Tridymit ist sehr charakteristischer Cristobalit mit deutlichen Sprüngen.

Das Gestein ist dadurch interessant, daß es in ganz ähnlicher Weise wie auf der Blauen Kuppe neben echtem Tridymit, der kenntlich ist durch die keilförmigen Zwillingsquerschnitte und die Auslöschungsrichtungen parallel und ⊥ 0001 der hexagonal gedachten Krystalle, Cristobalit führt und zwar ebenfalls in Krystallen, die allem Anschein nach weiter gewachsene Paramorphosen nach Tridymit sind.

Leider lag mir das Gestein nur in Schliffen der Sammlung FUESS vor, so daß makroskopische Beobachtungen nicht gemacht werden konnten.

Der Cristobalit ist hier vom Tridymit, dem er in der Brechung ja fast gleicht, zu unterscheiden durch die schiefe

---

[1]) G. v. RATH, Verhandl. d. naturhist. Vereins d. preuß. Rheinlande, **29**, 1872, S. 137; Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. **27**, 1875, S. 321; Pogg. Ann. d. Phys. **147**, 1872, S. 279.

Auslöschung der ebenfalls leistenförmigen Querschnitte der nach (111) verzerrten Oktaeder, durch die optische Felderteilung, die viel wirrer ist als je bei Tridymit, und durch eben die charakteristischen Sprünge. Er ist übrigens mindestens ebenso reichlich vorhanden wie Tridymit. Der Habitus der Krystalle ist gewöhnlich dicktafelig nach (111). Die ursprünglichen Säulenflächen des Tridymits sind nie erhalten, sondern, soweit im Schliff festzustellen war, durch Würfel und Oktaederflächen ersetzt. Sehr häufig sind Spinellzwillinge, die Zwillingsnaht ist auch gelegentlich im gewöhnlichen Licht zu beobachten, da die Sprungsysteme in beiden Krystallen an ihr plötzlich absetzen. Orientierte Verwachsungen, die ehemaligen Tridymitzwillingen entsprechen, kommen ebenfalls vor, meistens nach $(30\bar{3}4)$, aber auch nach $(10\bar{1}6)$. Die Schnitte parallel der Würfelkante geben bei gekreuzten Nikols gleichzeitige Auslöschung über den ganzen Krystall, es bestehen zwei gekreuzte optische Orientierungen. Die dritte Orientierung ist schwer erkennbar, weil nie zu entscheiden ist, ob isotrope Stellen einem parallel zur Basis getroffenen Individuum oder einer weitgehenden Überlagerung entsprechen. Wie bei der Blauen Kuppe geben Schnitte parallel (111) drei um 120^0 gegeneinander geneigte Orientierungen. Hierbei kann durch die Überlagerung von drei möglichen Orientierungen häufig die Doppelbrechung fast Null werden.

Dieses Gestein, von G. v. RATH und ROSENBUSCH als Trachyt bezeichnet, zeigt gewisse an die Blaue Kuppe erinnernde Merkmale, es besteht aus Feldspat, Erz, Hornblende und Cristobalit. Die Plagioklase, in zwei Generationen, sind wenig verzwillingt und zeigen sehr deutliche Zonarstruktur. Die Hornblenden sind große idiomorphe Krystalle. Sie sind, bis auf einen kleinen lebhaft pleochroitischen Rest pseudomorphosiert durch sehr dunkelbraune Leisten von Rhönit oder Erz. Cristobalit ist, wenn er in die Hohlräume hineinragt, idiomorph, etwa gleichaltrig mit den Grundmassenfeldspaten.

Ein mit Trachyt bezeichnetes Gestein der Göttinger Sammlung von Banks Peninsula auf Neu-Seeland zeigt in den

sehr zahlreichen fluidal gestreckten miarolithischen Hohlräumen in reichlicher Menge Zwillinge von Tridymit. Im Dünnschliff erkennt man nun neben deutlichem gerade auslöschendem und sprungfreiem Tridymit auch hier den Cristobalit. Er ist in seiner Lichtbrechung leicht mit Glas zu verwechseln, zumal er wie die letzte Zwischenklemmungsmasse im Gestein erscheint. Er zeigt aber höchst charakteristisch die Sprünge und die komplizierte Felderteilung. Das Gestein führt als Einsprenglinge Sanidin und Plagioklas, fast keine dunklen Gemengteile, wenig Erz. Die Grundmasse sind Sanidinleisten, häufig in Karlsbader Zwillingen. Der Einsprenglingsplagioklas hat starke Zonarstruktur, auch anscheinend teilweise Ränder von Sanidin. Der Sanidin ist wohl infolge beginnender Entmischung äußerst fein gestreift; er zeigt gelegentlich Aureolenbildung. Ferner führt das Gestein etwas Glas, Spuren von Hornblende, Eisenglanz und Apatit.

Unter den frei in die Hohlräume hineinragenden Krystallen ist der Cristobalit nicht mit Sicherheit erkannt worden. Alle untersuchten Krystalle waren Tridymit mit der bemerkenswert hohen Umwandlungstemperatur von etwa 160°, für die Rückverwandlung von etwa 145°.

Schließlich sei an angebliche Tridymitzwillinge von Lyttleton Harbour bei Christchurch, Provinz Canterbury, Neu-Seeland, erinnert, die reguläre Krystalle in eigenartigen Skeletten nachahmen. Die Beschreibung dieser Krystalle durch G. v. Rath[1]) erinnert so lebhaft an die Verwachsungen von der Blauen Kuppe und von Quito, daß man beides für gleiche Erscheinungen halten muß. Auch der geologische Befund zeigt merkwürdige Übereinstimmung. In den abgebildeten Zwillingen entspricht genau wie auf der Blauen Kuppe (0001) einer Oktaederfläche und $(10\bar{1}0)$ dem Ikositetraeder (211), auch der ganze Zonenverband würde übereinstimmen.

Auch das Vorkommen von San Cristobal, wo neben dem

[1]) G. v. Rath, Zeitschr. Krist. usw. 5, p. 260, 1881.

glasharten Tridymit auch milchig trüber, also wohl in Cristobalit verwandelter vorkommt[1]), sei erwähnt.

4. Tridymit (Taf. 4, Fig. 9 u. 10).

Neben dem Cristobalit, ja möglicherweise mit ihm orientiert verwachsen, konnte hier durch Erhitzungsversuche auch Tridymit nachgewiesen werden. Die Anzahl der aufgefundenen Krystalle ist recht gering. Sein Vorkommen beschränkt sich auf die Hohlräume des Cristobalit führenden Gesteins, als Gesteinsgemengteil konnte er nicht festgestellt werden.

Die Formen sind allein $(10\bar{1}0)$ und (0001). Zwillinge wurden nicht sicher nachgewiesen, immerhin mögen unter den »Tridymit«zwillingen des Cristobalits III. Tracht vielleicht ein oder der andere noch intakte Tridymit sein. Die von Tridymit angegebene undeutliche Spaltbarkeit nach $(10\bar{1}0)$ konnte auch hier bemerkt werden, die Risse sind wenig zahlreich und leicht von den Sprüngen im Cristobalit zu unterscheiden. Die Spaltrisse nahmen bei mehrfacher Umwandlung nicht merklich zu. Ein Teil der Tafeln war so dünn, daß die Doppelbrechung in der Basis auch mit dem Gipsblättchen kaum zu erkennen war.

Die Umwandlungstemperatur variiert bei Tridymiten eines Fundpunktes weniger als bei Cristobaliten vom selben Vorkommen. Aus vier Krystallen ergab sich 144^0 mit nur $\pm 3^0$ Schwankung. Die Rückverwandlung war wie bei Cristobalit ebenfalls stark verzögert, 122^0. Danach waren die Krystalle noch völlig intakt.

Der Übergang in eine weitere Modifikation bei 165^0 (nach Fenner) macht sich optisch nicht bemerkbar.

Optisch zeigen diese Tridymite nichts besonders auffallendes. Das pseudohexagonale Täfelchen zeigt bei gewöhnlicher Temperatur eine Felderteilung mit drei, Winkel von 120^0 miteinander bildenden, Orientierungen. In jedem Felde tritt eine spitze positive Bisektrix in einem Achsenwinkel von $2V = 35-40^0$ aus. Die Ebene der optischen Achsen liegt $\perp$ zu

[1]) O. Mügge, N. J. f. Min. 1916, II, p. 15.

den Seiten des Blättchens. Beobachtungen, die auf eine andere als rhombische Symmetrie hinweisen, wurden nicht gemacht. Die Felderteilung ist lange nicht so weitgehend wie beim Cristobalit; Lamellen, die beim Cristobalit so ungemein häufig sind (s. o. S. 316), sind hier selten. Die Feldergrenzen verlaufen hauptsächlich ⊥ zu den Seiten, gelegentlich aber auch ihnen parallel oder auch unregelmäßig. Manche Felder scheinen nicht scharf voneinander abgegrenzt zu sein, die Auslöschung scheint undulös von dem einen ins andere Feld zu verlaufen. Das beruht aber, wie sehr starke Vergrößerung zeigt, auf sehr fein lamellarer Verzahnung der Felder. Die hierbei auftretenden Lamellen verlaufen teils parallel, teils ⊥ zu den Seiten. Daß Lamellen schräg einfallen, wurde nicht bemerkt.

Mit dem BABINET'schen Kompensator wurde bei einem Blättchen von 60 μ Dicke der Wert $\beta - \alpha$ näherungsweise bestimmt zu 0,0006. Dieser Wert ist nicht unbeträchtlich höher als der von MALLARD[1]) dafür gefundene.

Zur Unterscheidung des Tridymits von dem Cristobalit der Tracht III empfiehlt es sich, die Kryställchen in ein Öl vom Brechungsexponent 1,48 einzutauchen; an der Verschiebung der Becke'schen Linie lassen sich dann, da der mittlere Brechungsexponent für Tridymit 1,477 oder 1,478, für Cristobalit etwa 1,485 ist, beide ziemlich sicher voneinander unterscheiden.

5. Chalcedon.

Die ältesten Kluftminerale sind fast durchgängig ganz oder teilweise mit Chalcedon inkrustiert. Diese Kruste trennt häufig Cristobalit usw. von den jüngeren Carbonaten. Der Chalcedon ist gelartig abgeschieden. Das Korn ist so fein und die fraglichen Krusten so dünn, daß er gewöhnlich isotrop erscheint. Manchmal sind Sphärolithe zu erkennen mit negativem Charakter der Faserachse.

---

[1]) MALLARD, Bull. soc. franç. de min. **13**, p. 169, 1890. MALLARD nennt irrtümlich die Doppelbrechung in basalen Schnitten $\gamma - \beta$ statt $\beta - \alpha$. Diese bei HINTZE korrigierte Angabe verwirrt die Literatur darüber beträchtlich

6. Apatit.

Der Apatit der Blauen Kuppe ist schon bekannt seit Hessel[1]) und Landgrebe[2]). Die kleinen Krystalle, höchstens 1 cm lang und 2 mm dick, bei dieser Größe dann durchgängig hohl, sitzen auf den Klüften des Basalts in Kontaktnähe, besonders gern vergesellschaftet mit Magnetit.

Sie zeigen $(10\bar{1}0)$, (0001), $(10\bar{1}1)$, gelegentlich $(11\bar{2}0)$; Habitus meist kurz säulenförmig, Spaltbarkeit parallel (0001) sehr deutlich, im Schliff auch parallel $(10\bar{1}0)$. Drei Krystalle wurden gemessen; $(0001):(10\bar{1}1) = 39^0\,55' \pm 5'$. Daraus $a:c = 1:0{,}7246$. Dieser Wert gehört zu den niedrigsten bekannten; er deutet nach Pusirewsky[3]), Wolff und Palache[4]) und Baumhauer[5]) auf hohen Cl-Gehalt. Diese Ansicht ist gestützt von Cameron[6]), der einen reinen Chlorapatit mit $(0001):(10\bar{1}1) = 39^0\,4'$ darstellte.

Der Apatit ist ohne optische Anomalieen, von leicht gelblicher Farbe, ohne Pleochroismus. Die Brechungsindices wurden an zwei klaren, aber sehr kleinen Krystallen am natürlichen Prisma $(10\bar{1}0)$ bestimmt.

I.		II.	
ω_{Na}	$= 1{,}6449$	ω_{Na}	$= 1{,}6446$
ε_{Na}	$= 1{,}6406$	ε_{Na}	$= 1{,}6403$
ω_{Na}	$= 0{,}0043$	ω_{Na}	$= 0{,}0043$

Die Lichtbrechung müßte in Anbetracht des hohen Chlorgehalts (s. Analyse) nach R. Nacken[7]) höher sein, denn ω_{Na} für Cl-Apatit liegt bei 1,6667, für F-Apatit bei 1,6325. Sie müßte also hier bei Annahme der linearen Zunahme der Brechungsexponenten mit zunehmendem Chlorgehalt bei etwa 1,650 liegen. Die von mir gefundenen Werte beweisen, daß auch die

---

[1]) Hessel, K. C. v. Leonhard's Zeitschr. f. Min. 1826, I, S. 439 ff.

[2]) Landgrebe, Mineralogie der Vulkane, Kassel, 1870, S. 34.

[3]) Pusirewsky, Nach Kokscharow, Materialien zur Mineral. Rußlands, Bd. 5, 1862, S. 100

[4]) Wolff u. Palache, Zeitschr. f. Krist. **36**, S. 447, 1902.

[5]) Baumhauer, Zeitschr. f. Krist. **18**, 1890, S. 31 ff.

[6]) F. K. Cameron u. W. S. Mc. Caughey, Journ. Phys. Chem. **15**, S. 463, 1911.

[7]) R. Nacken, Zentralbl. f. Min. 1912, p. 552.

übrigen Beimengungen, hier also Hydroxylgehalt, ihrerseits die Brechungsindices beeinflussen.

Die Dichte wurde in THOULET'scher Lösung mit der WESTPHAL'schen Wage zu 3,157 bestimmt. Die Mehrzahl der Apatite ist makroskopisch trübe, im Schliff erkennt man, daß die Trübung auf Tausenden von kleinen, meist parallel c gestreckten Hohlräumen mit Flüssigkeitseinschlüssen beruht. Daß die Flüssigkeit nicht CO_2 war, war zu erkennen, weil beim Erhitzen die Libellen nicht verschwanden. Zierliche Würfelchen fanden sich in der Flüssigkeit. Erhitzung brachte keine bemerkbare Änderung der Farbe der Apatite hervor. Gute, klare, aber sehr kleine Krystalle wurden zur Analyse unter der Lupe ausgelesen. Obgleich etwa 5000 Stück verwendet wurden, standen zu den Bestimmungen nur Portionen von etwa 0,2 g zur Verfügung.

	I	II		
CaO	54,43	0,971	$Ca_3P_2O_8$	0,289
FeO	0,45	0,006	$CaCl_2$	0,029
P_2O_5	41,12	0,286	CaF_2	0,031
Cl	2,06	0,058	$Ca(OH)_2$	0,028
F	1,18	0,062	CaO (Überschuß)	0,024
H_2O^+	0,51	0,028		
CO_2	Sp.	—		
H_2O^-	0,50			
Unl.	0,85			
	101,10			
ab für Cl u. F.	0,88			
	100,22			

I. Gewichtsprozente.
II. Molekülproportionen.

MnO, Na_2O, SO_3 in Spuren; K_2O und V_2O_5 fehlen. MgO und Al_2O_3 nicht bestimmt.

Zur Entfernung etwa anhaftenden Calcits war die Substanz zunächst mit Essigsäure ausgezogen worden. Der Aufschluß geschah mit etwa $^1/_{25}$-*n*. HNO_3, Wasserbestimmung im Quarzrohr nach DITTRICH-EITEL.

Da ich zur gleichen Zeit auf dem Katzenbuckel sehr

schöne Apatitkrystalle sammeln konnte, wurde dieser Apatit zum Vergleich herangezogen und ebenfalls analysiert.

Verwendet wurden zur Analyse sehr schöne, relativ große und durchaus klare, auch mikroskopisch so gut wie einschlußfreie Krystalle. Es war aber nicht in allen Fällen möglich, die dünne Haut von Verunreinigungen, die besonders die Endflächen fast stets bedeckt, völlig zu entfernen. Diese Haut war in stark verdünnter Salpetersäure teilweise löslich, größtenteils lieferte sie aber das Unlösliche der Analyse.

	I	II		
CaO	54,16	0,967	$Ca_3P_2O_8$	0,277
Al_2O_3	0,15	—	$Fe_3P_2O_8$	0,001
FeO	0,11	0,002	$Mn_3P_2O_8$	0,008
MnO	1,76	0,025	$CaCl_2$	0,012
MgO	—	—	CaF_2	0,059
K_2O	0,15	—	$Ca(OH)_2$	0,007
Na_2O	0,28	—	$CaSO_4$	0,006
P_2O_5	40,70	0,286	CaO (Überschuß)	0,052
Cl	0,83	0,024		
F	2,23	0,117		
SO_3	0,59	0,006		
H_2O^+	0,13	0,007		
CO_2	—	—		
H_2O^-	0,17			
Unl.	0,55			
	101,81			
ab für F u. Cl	1,15			
	100,66			

I. Gewichtsprozente.
II. Molekülproportionen.

Qualitativ wurde auch V_2O_5 sicher nachgewiesen, SrO wurde seinerzeit von JANNASCH[1]) in diesem Apatit gefunden.

Der Apatit des Katzenbuckels enthält also, ebenso wie die während des Krieges beschriebenen Apatite des Laacher Seegebietes[2]) und die durch VOELKER[3]) schon lange bekannten

[1]) DOELTER's Handb. d. Mineralchem. Bd. 3, S. 300.
[2]) R. BRAUNS, N. J. f. Min. BB. **40**, S. 60—92, 1916.
[3]) J. A. VOELKER, Chem. Zus. d. Apatite. Diss. Giessen, 1883.

Apatite, Schwefelsäure. Sie wurde bestimmt durch Lösen von 1,2 g Substanz in HNO_3 und Fällung mit $BaCl_2$, nachdem das Unlösliche abfiltriert war; das ergab 0,58 % SO_3. Ferner durch Aufschließen mit Na_2CO_3 und Fällung des angesäuerten wässerigen Auszugs der Schmelze mit $BaCl_2$; hierbei wurden bei 2,3 g Substanz 0,61 % SO_3 gefunden.

Das mir vorliegende reichliche und schöne Material zeigte die von SEEBACH[1]) angegebenen Flächen (0001), $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$, $(10\bar{1}1)$, $(40\bar{4}1)$, $(11\bar{2}2)$ und auch wohl $(11\bar{2}1)$, $(21\bar{3}1)$, $(31\bar{4}1)$. Gegenüber SEEBACH fand sich, daß (0001) keineswegs so selten ist.

Das auffallenderweise von SEEBACH nicht angegebene Achsenverhältnis wurde an zwei Krystallen festgestellt zu $a : c = 1 : 0{,}7315$, wo $(10\bar{1}0) : (10\bar{1}1) = 49^0\,49' \pm 3^1/_2'$ war. Die optischen Konstanten wurden in guter Übereinstimmung mit SEEBACH von A. EHRINGHAUS[2]) neu festgestellt.

SEEBACH:

$\omega_{Li} = 1{,}6345$	$\varepsilon_{Li} = 1{,}6303$
$\omega_{Na} = 1{,}6379$	$\varepsilon_{Na} = 1{,}6336$
$\omega_{Te} = 1{,}6410$	$\varepsilon_{Te} = 1{,}6368$

A. EHRINGHAUS:

t^0	$\lambda\mu\mu$	ε	ω	$\omega - \varepsilon$
18,8°	690,7	1,63013	1,63449	0,00436
20,5°	623,9	1,63264	1,63693	422
20,6°	579,05	1,63479	1,63922	443
23,3°	546,1	1,63662	1,64113	451
23,4°	491,6	1,64064	1,64522	458
23,4°	435,9	1,64652	1,65116	464
21,8°	404,7	1,65094	1,65574	480

Die Farbe ist leicht grüngelb, der Pleochroismus schwach, der außerordentliche Strahl stärker absorbiert.

Das spezifische Gewicht nach SEEBACH 3,215—3,218.

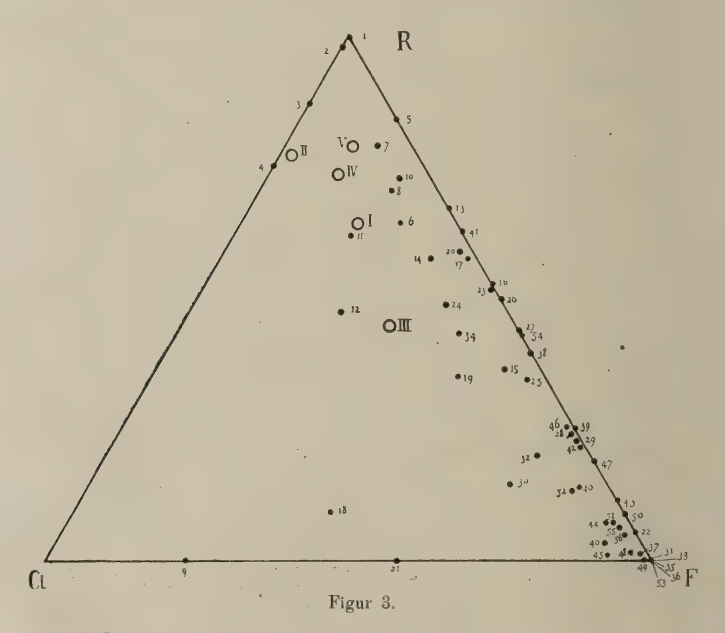
Auf etwa 400° erhitzt wurden die Krystalle intensiv gelb, diese Färbung trat jedesmal beim Erhitzen wieder auf. Dagegen schwand die ursprünglich gelbgrüne Färbung schon nach ein-

[1]) SEEBACH, Verh. d. Naturhist.-Med. Ver. Heidelberg. N. F. **11**, S. 445, 1911.
[2]) A. EHRINGHAUS, N. J. f. Min. BB. **41**, S. 360, 1917.

maligem Erhitzen auf beginnende Rotglut, die Krystalle waren nach dem Erkalten wasserhell.

Die chemische Zusammensetzung der Apatite schwankt bekanntlich außerordentlich stark. Im natürlichen Vorkommen kann CaO sicher durch SrO, MnO, FeO, MgO und seltene Erden vertreten werden; sodann kann $CaCl_2$ bezw. CaF_2 durch $Ca(OH)_2$, $CaCO_3$, $CaSO_4$ und sogar CaO ersetzt werden. Auch kann V_2O_5 Phosphorsäure vertreten. Künstlich sind noch viele andere Radikale eingeführt worden. Daneben zeigen die natürlichen Apatite im Verhältnis $Ca_3P_2O_8 : CaX_2$, das nach Rammelsberg[1]) gewöhnlich mit 3:1 angegeben wird, bedeutende Schwankungen.

Es wurde versucht, nach den Angaben in der neueren Lite-



Figur 3.

[1]) C. Rammelsberg, N. J. f. Min. 1897, II, S. 38.

ratur in einer Dreiecksprojektion das molekulare Verhältnis von $CaCl_2 : CaF_2$ zu ($Ca(OH)_2 + CaCO_3 + CaSO_4 + CaO$) darzustellen. Leider sind die Analysen fast ausnahmslos nicht vollständig; sehr oft ist CO_2 und H_2O, von SO_3 ganz abgesehen, garnicht bestimmt, oder es ist von Cl oder F das eine nur aus der Differenz berechnet. Auch ist oft ganz unreines Material analysiert, manche Analysen zeigen bis 12 % Unlösliches neben einer Menge von säurelöslichen Sesquioxyden und Alkalien. In der Projektion sind die Verhältnisse unter Berücksichtigung des CaO-Überschusses bei Ca ($[OH]_2$, CO_3, SO_4) dargestellt. Das ist natürlich nicht immer richtig, da der CaO-Überschuß häufig einer zu niedrigen Fluorbestimmung entsprechen wird; dieser Fehler läßt sich aber ebensowenig, wie der u. U. durch die Hinzuziehung der CO_2- und H_2O-Gehalte entstehende, vermeiden.

Aus der Projektion scheint hervorzugehen, daß zwar Chlor- und Fluor-Apatite einerseits und Fluor- und Hydroxyl-Apatite andererseits unbeschränkt mischbar sind, daß aber zwischen den Chlor- und Hydroxyl-Apatiten eine deutliche Mischungslücke besteht. Dabei ist aber zu beachten, daß bisher nur sehr wenig ausgesprochene Chlorapatite analysiert sind.

In der Analysenliteratur, die nach steigendem Fluorgehalt der betreffenden Analyse geordnet ist, bezeichnen die Nummern in Klammer die entsprechenden Analysen in Doelters Handbuch der Mineralchemie.

Literatur zu Apatit-Analysen.

1. (64) Rotenkopf, Zillertal. J. König in Baumhauer, Zs. f. Krist. usw. **18**, S. 40. 1890.
2. Beaver River Canon. Hillebrand in H. W. Turner, Amer. Journ. of Sc. **13**, p. 343, 1902.
3. (58) Tiree, Schottland. W. C. Hancock, Quart. Journ. Geol. Soc. London **59**, p. 91, 1903.
4. (55) Norwegen. J. A. Voelker, Chemische Zusammensetzung der Apatite. Diss. Gießen 1883.
5. Tonopah. F. A. Rogers, Zs. f. Krist. usw. **52**, S. 213, 1913.
6. (46) Golling. M. A. Carnot, Bull. Soc. franç. de min. **19**. p. 136—152, 1896.
7. (47) Greiner, wie 6.

8. Laacher Seegebiet. R. Brauns, N. J. f. Min. B.-B. **40**, S. 60—92, 1916.
9. (52) Ödegaarden, wie 6.
10. Dachsbusch, wie 8.
11. (53) Ceylon. Jannasch und Locke, Zs. f. anorg. Chem. **7**, S. 154, 1894.
12. Blaue Kuppe. Paul Ramdohr.
13. (11a) Zillertal, wie 5.
14. (45) Templetown, wie 6.
15. (44) Ciply (Belgien). J. Clement, Bull. Mus. Belg. **5**, p. 159, 1888.
16. (8—11) Zillertal. J. L. Hoskyins-Abrahall, Diss. München, 1889 (Zs. f. Krist. **21**, S. 390).
17. Laacher Seegebiet, wie 8.
18. (51) Ödegaarden, wie 6.
19. (42) London Grove Pa., wie 6.
20. (41) Jumilla, wie 16.
21. (50) Ödegaarden, wie 6.
22. (40) Prinzenstein bei St. Goar. A. Sachs, Zentralbl. f. Min. usw., 1903, S. 420.
23. (36) Kanada, wie 4.
24. Katzenbuckel. P. Ramdohr.
25. (38) Renfrew, wie 6.
26. (6) Ehrenfriedersdorf in Sachsen, wie 16.
27. (5) Minot, Maine. Wolff u. Palache, Zs. f. Krist. **36**, S. 448, 1902.
28. (37) Epprechtstein. K. Walter, N. J. B.-B. **23**, S. 581, 1907.
29. (35) Luxullian, wie 28.
30. (33) Gordonbroock. J. C. H. Mingaye, Zs. f. Krist. **32**, 1898.
31. (32) Gletsch. K. Busz, Zentralbl. f. Min., 1906, S. 753.
32. Carrock Feall. A. M. Finlayson, Geol. Mag. 1910, **7**, S. 15.
33 (67) Brancheville. S. L. Penfield, Amer. Journ. **19**, p. 367, 1880.
34. (29) Ceylon. Fr. Grünling, Zs. f. Krist. **33**, 1899.
35. (30) Kinzigtal. A. Schertel, aus Stelzner, N. J. f. Min. 1889, I, S. 267.
36. (80) Montrebras, wie 6.
37. (28) Erbstollen bei Freiberg. R. Sachse, aus Stelzner, N. J. f. Min. 1889, I, S. 267.
38. (79) Franklin Furnace, wie 33.
39. (27) Amelia Cty., Va. H. Rowan, Chem. News **50**, p. 208, 1884.
40. (26) Storrington. G. C. Hoffmann, Rep. Geol. Surv. Canada 1879.
41. (4) Tavistoc. N. St. Maskelyne und Fligt, Journ. Chem. Soc. **24**, 1871.
42. (25) Watts Mine (Portland) wie 40.
43. (81) Narsarsuk. G. Flink u. Gen., Zs. f. Krist. **34**, S. 639, 1900.
44. (24) Grant Mine Buckingham, wie 40.
45. (23) Jumilla, wie 6.
46. (22) Dr. Pitte, Templeton, wie 40.
47. (21) Pisek. F. Kovář, aus Vrba. Zs. f. Krist. **15**, S. 463, 1889.
48. (20) Tirol, wie 6.
49. (19) Knappenwand, wie 6.
50. (18) Tschimkent (Turkestan). P. D. Nikolajew, Mat. z. Geol. v. Turkestan. II, 1884, S. 143.

51. (17) Malmberget. W. PETERSSON aus O. STUTZER, N. J. f. Min., B.-B. **24**, S. 639, 1907.
52. (16) Longborough, wie 40.
53. (73) Westana, Schonen. M. WEIBULL, Geol. Fören. Stockholm. Förh. **8**, 492, 1886.
54. (2) Renfrew Cty. P. JANNASCH, Ber. d. D. Chem. Ges. **43**, S. 3135, 1910.
55. (15) North Burgess, wie 40.
56. (14) Ritchie Mine, Portland, wie 40.

7. Hypersthen.

In dem von einigen Cristobalit führenden Stufen abgefallenen Grus fanden sich zwei von Salzsäure garnicht angegriffene stark glänzende Krystalle, der eine teilweise überkrustet mit Chalcedon, also älter als dieser. Das Mineral ist Hypersthen, darauf läßt die Prismenzone, die an einem Krystall trotz dessen Kleinheit gemessen werden konnte, der Pleochroismus, das Brechungsvermögen und die optische Orientierung schließen.

In der Prismenzone trat (100)[1], danach tafelig, (110), (010), (210) auf. Endflächen fehlen; an einem Krystall war das Ende merkwürdig ausgefranst. 100 : 110 = 46° 23′ ± 7′. (010) und (210) gaben nur äußerst schwache Reflexe. Spitze negative Bisektrix tritt auf (010) aus, Achsenebene ist (100). Die Lichtbrechung wurde mit 100 und $\bar{1}\bar{1}0$ als Prisma zu etwa 1,69 gefunden. Pleochroismus ist recht deutlich, 𝔞 licht rötlich, 𝔟 rötlichgelb, 𝔠 leicht graugrün.

8. Augit.

Neben dem Hypersthen kommen auf der Blauen Kuppe auch hübsche grüne, sehr kleine monokline Augite vor. Sie sind neben Apatit und Magneteisen besonders häufig. Die Krystalle sind etwas tafelig nach (100), ferner häufig (110) und ($\bar{1}$11); (010) und wahrscheinlich (310) sind nur schwach angedeutet. 100:110 etwa 46° 8′. Gelegentlich ist zonarer Bau vorhanden. Optischer Charakter positiv, auf (100) ist der Austritt der schwach dispergierten optischen Achse zu erkennen. Achsenebene (010), Pleochroismus nur andeutungsweise, Aus-

[1]) Aufstellung nach TSCHERMAK.

löschungsschiefe für Spaltblättchen 36—37°. Der Umstand, daß die nicht dispergierte optische Achse auf (100) austritt, läßt auf basaltischen Augit schließen.

Die Augite zeigen, wie die Apatite, oft eine Fülle von Flüssigkeitseinschlüssen mit Libellen.

9. Feldspat.

Ein weiteres auf den Hohlräumen vorkommendes Mineral ist ein Feldspat. Die sehr häufigen unscheinbaren Krystalle zeigen (010), (001), (110), ($\bar{1}$11) und ($\bar{1}$01). Spaltblättchen nach (010) ergaben β zu 64°, die Neigung von 𝔞 zur Spur von (001) 10—15° im stumpfen Winkel β und den Austritt der stumpfen positiven Bisektrix. Der Feldspat ist ein Orthoklas und zwar nach dem großen Winkel 𝔞 : a ein natronreicher[1]).

10. Glimmer.

Aufgewachsene Glimmer auf Hohlräumen sind sehr selten. Ihr Auftreten ist von dem des Apatits usw. insofern verschieden, als sie anscheinend immer nur auf den Blasenräumen von eingeschmolzenen Sandsteinbrocken sitzen und nie mit Cristobalit usw. vergesellschaftet sind.

Die Krystalle sind sehr klein und zeigen nur (001), (010) und (110). Optischer Charakter negativ, es sind Glimmer II. Art, aber der Achsenwinkel ist sehr klein. Die Krystalle erscheinen fast farblos, manchmal sind sie am Rande intensiv braun. Dieser Glimmer ist ein sehr heller oder ein ausgebleichter Biotit.

Daneben werden auch solche Glimmer gefunden, die insofern abweichen, als sie eine sehr deutliche Öffnung der Hyperbeln zeigen und einen intensiven Pleochroismus in Spaltblättchen nach (001) besitzen (𝔟 ist braun mit rötlichem Stich, 𝔠 ist gelb mit leicht grünlichem Stich und weniger absorbiert).

11. Titanit.

Titanit ist einmal mit Cristobalit in mehreren stark glän-

[1]) Rosenbusch, Physiographie I, 2, S. 302, 1905.

zenden Krystallen auf einem sehr stark veränderten Sandsteineinschluß aufgewachsen in dem Gestein, das die übrigen pneumatolytischen Mineralien führt, gefunden worden. Die Krystalle sind äußerst klein und kaum mit bloßem Auge sichtbar. Sie machen sich aber durch ihren äußerst starken Glanz noch relativ leicht bemerklich. Es sind stark nach der c-Achse gestreckte Krystalle mit einem Habitus wie die Abbildungen Nr. 9 und 10 bei Titanit in Dana's System (1892).

Trotz der Kleinheit sind die Krystalle gut zu messen. Es wurden festgestellt (111), (110), (100) der Aufstellung nach Des Cloizeaux. (100) ist nur sehr schmal.

Gemessene Winkel $111:1\bar{1}1 = 43^0\,43'$.
$110:1\bar{1}0 = 66^0\,11'$.
$110:111 = 27^0\;\;4'$.

Den Nachweis, daß Titanit vorliegt, geben auch die Brechungsexponenten, die aus dem Prisma $111:\bar{1}\bar{1}0$ mit brechendem Winkel $27^0\,12'$ durch annähernde Minimalablenkung gemessen werden konnten. Die so gefundenen Werte liegen zwischen α und β des Titanits.

12. Aragonit.

In sehr schönen Krystallen ist Aragonit früher in ziemlich reichlicher Menge gefunden worden[1]), als der Steinbruchbetrieb hier noch auf der Höhe stand. Es kamen hier angeblich Krystalle von Fußgröße vor. Heute ist es ein großer Zufall, wenn man ein einigermaßen gutes Stück findet. Die Krystalle sind als thermales Produkt anzusehen, sie fanden sich besonders in größeren Höhlungen im pneumatolytisch stark veränderten Gestein; sie haben mit der Bildung des Cristobalits usw. nichts gemein. Die Aragonite, von denen die Göttinger Sammlung aus alter Zeit gute Stücke besitzt, sind sehr häufig durch Kalkspat pseudomorphosiert.

---

[1]) Hausmann, Handbuch der Min. II, 2, S. 1240, 2. Aufl. 1847 und Landgrebe, Mineralogie der Vulkane, 1870, S. 44.

Chemisch sind die Aragonite untersucht von Strohmeyer[1]. Er fand $CaCO_3$ 97,42, $SrCO_3$ 2,27, H_2O als Differenz 0,31. Bei dem bedeutenden SrO-Gehalt ist zu beachten, daß Strohmeyer in der Überzeugung analysierte, daß SrO die Ursache der rhombischen Form des $CaCO_3$ sei. Von mir daraufhin untersuchter Aragonit enthielt Strontium nicht in merklichen Mengen; selbst spektroskopisch war es nicht nachweisbar. Die Formen sind nur (001), (110) und (010). Oft sind auf (110) natürliche Ätzfiguren in Form von Trapezen und Dreiecken zu erkennen.

Optisch zeigt der Aragonit nichts Besonderes. Die Zwillinge nach (110) in dem von Aragonien usw. bekannten Habitus, Durchkreuzungs- und Berührungszwillinge, sind, wie erwähnt, meist pseudomorphosiert durch Kalkspat. Es kommen alle Übergänge zwischen noch völlig intaktem Aragonit und den nur noch aus Kalkspat bestehenden Skeletten vor. Die Pseudomorphosierung geht so vor sich, daß entlang den Kanten, dann entlang den Flächen und Zwillingsgrenzen, also an den Stellen, wo die stärkste Lösung erfolgt, sich fast kugelige kleine Kalkspate ansiedeln, die den Aragonit völlig überkrusten. Unter sich und zum Aragonit sind die einzelnen Kalkspatindividuen nicht orientiert. Geht der Prozeß weiter, so entstehen dann Skelette, die aus kleinen kugeligen, nur lose aufeinander gesetzten Kalkspäten bestehen, und bei denen die Stellen, wo sich Aragonit am längsten gehalten hatte, durch Hohlräume dargestellt werden. Manchmal liegen in diesen Höhlen noch kleine Reste der ursprünglichen Aragonite, die dann schöne Lösungserscheinungen zeigen. Aus dem Grunde, daß fast immer die Pseudomorphosen sechs einander gegenüberliegende Septenwände haben, die ursprünglichen Zwillingsgrenzen entsprechen, ist anzunehmen, daß meist Durchkreuzungsdrillinge vorliegen.

13. Bergmilch.

Auf den Klüften der abgestürzten Blöcke im Südbruch und

[1] Strohmeyer, Untersuchungen über die Mischungen der Mineralkörper, I, S. 98, Göttingen 1813.

besonders auch an der *Wand*, von der die Blöcke abgebrochen sind, findet sich ein vielleicht bis 2 cm dicker Belag einer weißen Masse, die einem Kalkbewurf nicht unähnlich ist. Eine Prüfung ergibt eine zerreibliche fein poröse Masse von sehr niedrigem spezifischem Gewicht. Sie ähnelt der sogenannten Bergmilch. Die Farbe ist weiß mit einem Stich ins Braune. Krystalle sind makroskopisch nicht zu erkennen. Verreibt man das Material ganz fein mit Öl, so erkennt man bei starker Vergrößerung, daß es sich ganz aus sehr zarten, stark doppelbrechenden Nadeln zusammensetzt. Diese Nadeln löschen schief gegen die Längsrichtung aus. Die Auslöschungsschiefe beträgt bis 40°. Manchmal erkennt man Endflächen, sie sind schräg zur Nadelachse geneigt, und die Auslöschungsrichtung halbiert etwa diesen Winkel. Man hat es also ziemlich sicher mit Kalkspat zu tun, der nach einer Kante des Grundrhomboeders stark verzerrt ist. Manchmal sind Zwillingslamellen zu erkennen. Der chemische Befund unterstützt diese Bestimmung, er ergab etwa 47 % CaO, 5 % MgO, 1 % Fe_2O_3 und Al_2O_3, 0,5 % Unlösliches, 3,5 % Wasser, 43 % CO_2 (aus Differenz). Nach meinem Befund ist bei dem Vorkommen von der Blauen Kuppe Kalkspat vorhanden und kein Grund für die Annahme einer Paramorphosierung nach einem zunächst gebildeten monoklinen $CaCO_3$, dessen von R. LANG[1]) angegebene optische Konstanten sehr dem Kalkspat ähneln.

14. Quarz.

Ausscheidungen von Quarzkryställchen auf Hohlräumen kommen in dem Cristobalit-führenden Gestein nicht gerade selten vor. Sie zeigen nur Pyramide und Prisma. Natürliche Ätzfiguren deuten darauf hin, daß manchmal einfache Krystalle vorkommen. Größere Individuen sind ein wenig violett gefärbt. Der Quarz ist eine nachträgliche Bildung, er ist noch jünger als die Carbonate. Mit pneumatolytischen und thermalen Prozessen hat er demnach nichts zu tun.

---

[1]) R. LANG, N. J. f. Min., B.-B. 38, S. 131—183, 1915.

Die Entstehung der Kluftminerale.

Die Kluftminerale verdanken ihre Bildung sichtlich einem einheitlichen Prozeß. Dieser Prozeß ist abgeschlossen mit der Bildung der Chalcedonhäutchen. Die jüngeren Bildungen, Carbonate und Zeolithe, sind unabhängig davon nachträgliche thermale Bildungen. Rein chemisch geben die Minerale keinen Hinweis auf ihre Bildungsweise. Irgendwelche Mineralisatoren sind, abgesehen von den in normalen Grenzen bleibenden Cl- und F-Gehalt der Apatite und den gelegentlich alkalichloridhaltigen Flüssigkeitseinschlüssen in ihnen nicht nachweisbar. Trotzdem müssen solche eine große Rolle gespielt haben. Bei allen Mineralen kommt eine verhältnismäßig recht hohe Bildungstemperatur in Frage.

Das Gestein muß eine bedeutende Durchlässigkeit für die Gase gehabt haben, die die Mineralien zum Absatz brachten. Auch die feinsten Hohlräume weisen alle denselben Mineralbestand auf.

Die zunächst naheliegende Annahme, daß die Gase das Material zur Mineralbildung, insbesondere die Kieselsäure, dem umgebenden Gestein, hier könnte es der benachbarte und eingeschmolzene Sandstein gewesen sein, entnommen haben, findet in dem bisher über das Auftreten des Cristobalits Bekannten keine Stütze. Der von Mayen beschriebene Cristobalit sitzt zwar auf einem Quarzeinschluß, aber die sonstigen Vorkommen, aus der Auvergne[1]), von Hawai, S. Cristobal, Neu-Seeland, Quito deuten durch die Verschiedenheit ihres Muttergesteins auf völlige Unabhängigkeit von diesem hin. Die Mineralvergesellschaftung, die bei S. Cristobal genau der Blauen Kuppe entspricht: Cristobalit, Tridymit, Eisenglanz, Magneteisen, Hypersthen und Apatit, ist sicher in weitgehend übereinstimmenden Bildungsbedingungen begründet. Das häufige Auftreten der Apatite auf der Blauen Kuppe zeigt, daß eine beträchtliche Stoffzufuhr stattgefunden haben muß. Es scheint demnach der

[1]) A. Lacroix, Mineralog. de la France, Bd. 3, p. 806 ff., 1901.

Cristobalit von der Blauen Kuppe und in ähnlicher Weise auch der von anderen Fundpunkten aus der Tiefe kommenden Gasen zu entstammen. Sicher ist der Vorgang der Bildung des Cristobalits in der Natur keineswegs so selten, und genaueres Suchen wird Cristobalit noch an vielen Punkten der Erdoberfläche finden lassen[1]).

Welcher Art die zuführenden Gase gewesen sind, ist nur zu vermuten. Allgemein[2])[3]) angenommen wird in ähnlichen Fällen, daß Halogenide diese Rolle spielten. Fluoride kommen wohl deshalb nicht in Frage, weil SiF_4 sehr beständig ist und sich auch bei hohen Temperaturen mit H_2O kaum nennenswert zersetzt[4]); weil ferner keine Fluorminerale, außer dem Apatit, dessen Fluorgehalt hier aber ungewöhnlich klein ist, erhalten sind, und weil schließlich ganz allgemein Fluor als Mineralisator vorherrschend bei ausgesprochen sauren Eruptiven aufzutreten pflegt.

Wahrscheinlicher sind es Chloride gewesen, die sich mit Wasser zersetzten. Daß es Oberflächenwasser gewesen ist, ist möglich, aber nicht nötig. E. BAUR weist (l. c.) darauf hin, daß Druckentlastung die Reaktion $SiF_4 + H_2O \longrightarrow SiO_2 + 4HF$ stark begünstigt, und dasselbe ist auch bei Zersetzung von anderen Halogeniden mit Wasser zu erwarten, denn diese Reaktion wird immer das Volumen der Gase vermehren. Es ist demgemäß auch durchaus denkbar, daß Wasser, das von vornherein ein Bestandteil der Gase war, erst bei dem hier herrschenden niedrigeren Druck nennenswert mit den anderen Gasen reagieren konnte. Der bei der Reaktion herrschende Druck ist sicher sehr niedrig gewesen, da die in Frage kommende Stelle sehr nahe der Oberfläche des kompakten Basalts, der hier in

[1]) ROGERS, Chem. Zentralbl. 1918, II, S. 1075, nach Amer. Journ. of Sc. (4), **45**, p. 222—226, 1918 (noch nicht zugänglich).

[2]) Z. B. V. M. GOLDSCHMIDT, Videnskapsselskapets Skrifter I, Math.-natw. Kl. 1911, Kristiania, p. 269.

[3]) CL. N. FENNER, Journ. Wash. Acad. of Sc. Vol. II, **20**, 1912, p. 477.

[4]) BOEKE, Grundl. d. Phys.-chem. Petrographie, S. 242, 1915. Nach BAUR, Zeitschr. f. physik. Chem., **48**, S. 483, 1904.

nächster Nähe des Tuffhutes stark blasig wird, liegt. Dagegen ist die Temperatur schätzungsweise zwischen 900—1000° gewesen. Wesentlich höhere Temperatur hätte das umgebende Gestein verflüssigt, bei niedrigerer Temperatur wäre die Mineralvergesellschaftung voraussichtlich anders geworden.

Bei dieser Temperatur ist Tridymit die stabile Kieselsäuremodifikation, wie aus den bekannten Untersuchungen von Endell und Rieke und Fenner in guter Übereinstimmung hervorgeht. Fenner erwähnt die große Neigung der Kieselsäure, nach der Ostwald'schen Stufenregel zunächst weniger stabile Modifikationen zu bilden, also beispielsweise aus Quarzglas im Tridymitfeld zunächst Cristobalit. Auf die Blaue Kuppe angewendet heißt das, daß das Nebeneinandervorkommen von Tridymit und Cristobalit sehr wohl möglich, ja zu erwarten ist.

Mit der Zeit gehen die instabilen Modifikationen in die bei der fraglichen Temperatur stabilen über, mit nennenswerter Geschwindigkeit nur bei der hier sicher zutreffenden Anwesenheit von Mineralisatoren. Das heißt also, daß Paramorphosen von Tridymit nach Cristobalit möglich würden. Es liegt hier aber gerade der umgekehrte Fall vor, der Cristobalit hat sich nicht in Tridymit umgewandelt, sondern der Tridymit in Cristobalit. Das ist eine Tatsache, die sich mit dem bisher Bekannten nicht deckt, und die durch das Zustandsdiagramm nach Endell-Fenner nicht zu erklären ist. Nach diesen kann die Umwandlung Tridymit—Cristobalit nur oberhalb 1470° stattfinden, also bei einer Temperatur, die hier nicht wohl denkbar ist; denn die Umbildung vollzog sich ja in dem erstarrten Gestein.

Es gibt demnach Möglichkeiten zur Umwandlung Tridymit ⟶ Cristobalit unterhalb der stabilen Umwandlungskurve. Welches diese sind, wissen wir zurzeit noch nicht. Ähnlich, wie sowohl Tridymit wie Cristobalit im instabilen Gebiet noch reversible Zustandsänderungen durchmachen, könnten vielleicht hier auch Umwandlungen Tridymit ⟶ Cristobalit stattfinden. Auf

jeden Fall bietet das System SiO_2 trotz vieler genauer Untersuchungen in dieser Hinsicht noch wichtige ungeklärte Probleme.

Rosenbühl.

Petrographische Beschreibung.

Ein weiteres Basaltvorkommen dieser Gegend findet sich auf dem Blatt Waldkappel unweit des Fahrweges von der Brausmühle bei Wipperode nach Niddawitzhausen, etwa 1 km vom Südwestrand des letzteren. Es ist von Reichensachsen-Bahnhof in $^1/_2$—$^3/_4$ Stunden zu erreichen. Der Steinbruchbetrieb ruht längst, der Bruch erscheint nur noch als flache Mulde mit völlig verstürzten verwachsenen Rändern. Von den hier vorkommenden Gesteinen, insbesondere den von MÖHL[1]) beschriebenen Sandsteinbrocken, ist nur noch zufällig etwas zu finden.

Von dem normalen Basalt, einer blasigen stark veränderten Partie dieses Gesteins und von den verglasten Sandsteinbrocken wurden Schliffe untersucht. Der normale Basalt ist ein makroskopisch völlig dichtes, frisches Gestein. Im Mikroskop erkennt man, daß man es mit einem sehr dichten Feldspatbasalt zu tun hat. Die Plagioklase herrschen, Olivin tritt nur als Einsprengling auf, Augit ist sehr reichlich in der Grundmasse. Dazu Magneteisen, Titaneisen, viel Apatit, etwas Glas. Der Olivin erweist sich dadurch, daß die Plagioklase sich oft fluidal um ihn herumlegen, und dadurch, daß gelegentlich Kränze von Magneteisen ihn umgeben, als Ausscheidung der Tiefe. Er ist einschlußfrei und streng idiomorph. 2 V ist sehr nahe 90^0, der Eisengehalt demnach 10—12 $^0/_0$. Zersetzungsprodukte treten ganz zurück. Die Plagioklase wurden durch Spaltblättchen nach (001) zu ungefähr $Ab_{30}\,An_{70}$ bestimmt. Die sehr kleinen Augite sind mit den jüngeren Feldspaten gleichaltrig. Die ebenfalls sehr feinkörnigen Erze sind jünger als Olivin, teilweise auch als die Mehrzahl der Plagioklase; meist ist es Magneteisen. Apatit in sehr feinen langen Nadeln ist eine alte Aus-

[1]) N. J. f. Min. 1874, S. 803.

scheidung. Das Glas ist leicht braun gefärbt, es wird von verdünnter Salzsäure in der Kälte stark angegriffen (Na Cl-Würfelchen). Feldspatvertreter, insbesondere Nephelin, wurden ebensowenig beobachtet wie Biotit.

Das blasenreiche Gestein, das in den Hohlräumen auch pneumatolytische Mineralien führt, ist, obgleich der Entstehung nach ein Basalt, nicht mehr als solcher zu erkennen. Sein Korn ist sehr gleichmäßig fein, nur um die Hohlräume herum haben sich größere Feldspate angesiedelt, die pneumatolytisch weiter gewachsen sind. Herrschende Gemengteile sind nur Plagioklas und Magnetit, zurücktretend Apatit, ganz wenig Augit, etwas Biotit, kein Olivin, auch keine ihm entsprechenden Zersetzungsprodukte. Cristobalit ist gelegentlich im Schliff zu erkennen, doch ist er dort eine Drusenbildung; er läßt sich wieder an der niedrigen Lichtbrechung, den Sprüngen und gelegentlich der Felderteilung erkennen. Seltener kommen vor: Titaneisen, Leukoxen, Eisenglanz und Zersetzungsprodukte.

Der Plagioklas, wenig verzwillingt, ist nach der Auslöschungsschiefe von -10^0 bis -2^0, auf (001) im Durchschnitt $Ab_{50}\,An_{50}$. Die in Hohlräumen und gangartig vorkommenden Feldspate sind viel größer und saurer. Obgleich das Gestein äußerlich stark zersetzt aussieht, sind die Plagioklase völlig frisch.

Daneben bilden Erzkörner den wichtigsten Gemengteil. Sie scheinen meist Magneteisen, teilweise auch Titaneisen zu sein. Die letzteren zeigen oft Kränze von trübem, stark lichtbrechenden Leukoxen. Oft ist diese Bildung auch bis zum Verschwinden des Erzes fortgeschritten. Der Glimmer, gewöhnlich auf Hohlräumen aufgewachsen, kommt auch im Gestein vor. Sein Pleochroismus ist sehr verschieden stark, die nähere Bestimmung aber nicht möglich; es scheint teilweise ausgebleichter Biotit oder Phlogopit zu sein. Eisenglanz tritt vereinzelt auch im Gestein auf, er ist an der tiefroten Farbe kenntlich. Zersetzungsprodukte treten zurück, manchmal bilden sie aber größere Flächen, die so gut wie isotrop sind. Man kann annehmen, daß

diese Flächen völlig zerstörten Augit-Einsprenglingen entsprechen; es liegt hier wohl ein Zersetzungsprodukt vor, das den ersten Stadien der von GRUPE und STREMME[1]) von der Bramburg beschriebenen Erscheinungen entspricht. Das Gestein enthält auch sehr viele, wegen starker Zersetzung meist nicht bestimmbare Einschlüsse von fremdem Material.

Der verglaste Sandstein gleicht völlig dem von der Blauen Kuppe beschriebenen. Mikroskopisch zeigt sich, daß das Glas bei weitem der herrschende Gemengteil ist. Es erscheint in zwei Varietäten, weiß und deutlich braun; zweifellos entspricht das weiße wieder mehr sandigen, das braune mehr tonigen Schichten. Die Lichtbrechung beider Gläser ist niedriger als Canadabalsam. Im Glas kommen gelegentlich Sphärolithe mit stehendem Kreuz von positivem Charakter vor; sie entsprechen aber nicht Entglasungsprodukten, sondern vielmehr sekundären Ausfüllungen kleiner Blasen. Durch Zirkulation von Lösungen in diesen Poren ist das Glas um sie herum deutlich entfärbt. Nächst dem Glas fällt am meisten der Quarz auf. Er ist immer sehr stark zugerundet. Ebenso treten auch Zirkonkörner in ziemlich großer Menge auf. Cordierit ist sehr häufig in den bekannten kurz rechteckigen und auch sechsseitigen Schnitten, er ist von hier auch schon sehr lange bekannt. Zuerst wurde er von MÖHL beschrieben, aber für Nephelin gehalten. Er ist in derselben Art wie auf der Blauen Kuppe aus Glimmer hervorgegangen. Augite und zwar anscheinend nur rhombische kommen, wenn auch nicht häufig, als Neubildungen vor; sie sind an der optischen Orientierung leicht zu erkennen. Die Erze sind Magneteisen, wenig tiefbraun durchscheinendes Titaneisen, hin und wieder Eisenglanz.

Pneumatolyse.

An Mineralien, die auf pneumatolytischem Wege

[1]) O. GRUPE und H. STREMME, Die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte. Zs. d. D. Geol. Ges. **62**, S. 175—191, 1910 und dies. Jahrb. 1911, **32**, T. I, **2**, S. 242—300.

entstanden sein müssen, kommen hier vor: Cristobalit, rhombischer Augit, Glimmer und Eisenglanz.

Die Blasenräume, die diese Minerale führen, sind außerordentlich zahlreich und ziemlich gleichmäßig über das Gestein verteilt. Ihre Größe ist etwa 1—4 mm im Durchmesser. Nur um einen Teil der erwähnten zersetzten Einschlüsse herum fehlen die Blasen oder sind stark reduziert in einer Zone von sehr wechselnder Breite. Diese zersetzten Einschlüsse müssen also eine gewisse absorbierende Fähigkeit für die die Blasen bildenden Gase gehabt haben. — Die Gase müssen ähnlich wie auf der Blauen Kuppe durch Wechselzersetzung zur Bildung der Minerale geführt haben.

Das hauptsächlichste Drusenmineral ist Eisenglanz, nächstdem Cristobalit. Letzterer bildet sehr kleine weiße Oktaeder, häufig mit deutlichem Würfel. Gelegentlich sind auch pseudohexagonale Tafeln nach Art der von der Blauen Kuppe beschriebenen zu finden. Zu Messungen usw. sind die Kryställchen bei weitem zu klein; nach Aufhellung zeigen sie bei gekreuztem Nikols das von der Blauen Kuppe beschriebene Bild. Selten sind Glimmer und sehr kleine rhombische Augite.

Alpstein bei Sontra.

Petrographische Beschreibung.

Normaler Basalt.

Der Alpstein, das dritte wichtigere Basaltvorkommen dieser Gegend, liegt im Süden des Dorfes Kirchhosbach und erscheint von hier als steile Kuppe. Kommt man von der Bahnstation Hoheneiche an den Alpstein heran, so tritt er nicht aus der Umgebung heraus und stellt nur einen Ausläufer des Buntsandsteinplateaus dar. Der Basalt soll sich nach Moesta in einem etwa S—N-streichenden Gang den Berghang hinab bis fast nach Kirchhosbach ziehen. Dieser Gang ist zurzeit nur durch eine Anzahl auf den Feldern herumliegender Basaltbrocken

[1]) Moesta, Erl. z. Bl. Waldkappel, 1876.

angedeutet, bei denen es aber zweifelhaft bleiben muß, ob sie nicht vom Alpstein selbst stammen.

Der Basalt des Alpsteins ist in einem großen und tiefen Steinbruch aufgeschlossen, der heute aber nur noch gelegentlich ausgebeutet wird. Der Bruch erscheint besonders interessant dadurch, daß er fast nach allen Seiten hin den Kontakt am Sandstein erkennen läßt.

Der Alpstein ist längst dafür bekannt, daß er sehr schöne große Natrolithe führt. Auffallend ist auch die Menge der hier vorkommenden Olivinbrocken, die manchmal Kindskopfgröße erreichen, aber sonst keine Besonderheiten zeigen.

Das Gestein ist ein Nephelinbasalt, der im ganzen Bruch nur geringe Abweichungen zeigt. Er hat wenig deutliche Absonderung in recht dicken Säulen. Dagegen ist dem Gestein fast überall da, wo es schon länger der Luft ausgesetzt war, die bekannte Sonnenbrennerstruktur sehr typisch eigen.

Makroskopisch erscheint der Basalt fast völlig dicht, meist ist er tiefschwarz, gelegentlich hat er einen etwas violetten Ton. Einschlüsse sind nicht sehr verbreitet, häufig ist nur Quarz.

Das Mikroskop bestätigt den makroskopischen Eindruck, das Gestein ist recht gleichmäßig feinkörnig. Gemengteile sind: Olivin, Augit, Erz, Biotit, Glas und Nephelin, Apatit, gelegentlich Plagioklas, Rhönit, Picotit und Hornblende. Der Olivin ist die älteste Ausscheidung, er bildet relativ große Krystalle. Gelegentlich kommt er in maiskolbenähnlichen Anhäufungen vor, wobei sich die einzelnen Individuen stören, sonst ist er aber streng idiomorph. Die Formen sind die gewöhnlichen, Spaltbarkeit manchmal ganz deutlich. Der Winkel der optischen Achse ist nahe 90^{0}, der optische Charakter positiv. Die Auslöschung ist bei den größeren Individuen oft stark undulös. Gelegentlich kommen kleine Glaseinschlüsse vor. Zersetzungserscheinungen fehlen auch in den hochgradig Sonnenbrand zeigenden Stücken. Die Augite stellen den bei weitem verbreitetsten Gemengteil dar, sie sind jünger als Olivin, aber doch

fast durchgängig deutlich idiomorph. Ihre Größe schwankt sehr beträchtlich, manchmal sind sie konkretionär angereichert. Die Formen sind die für basaltische Augite üblichen; auch optisch haben sie wenig Auffallendes. Die Auslöschungsrichtungen sind mehr oder weniger stark dispergiert, wie das bei Augiten der Nephelinbasalte gewöhnlich der Fall ist. An größeren Krystallen sind gelegentlich schöne Sanduhrstruktur und isomorphe Schichtung zu erkennen. Biotit ist schon weit weniger verbreitet. Die Individuen sind sehr klein und umhüllen meist Erzkörner. Sicher zu identifizieren ist er nur mit starker Vergrößerung durch Pleochroismus, Spaltbarkeit und gerade Auslöschung. Nephelin ist die jüngste Ausscheidung und wohl in beträchtlicher Menge vorhanden, von Glas nicht immer zu unterscheiden. Letzteres ist wechselnd häufig, oft stark braun. Erz, sehr verbreitet in meist recht kleinen Körnern, ist sicher jünger als Olivin, auch wohl als die Mehrzahl der Augite. Es ist teils Magneteisen, teils nach dem hohen TiO_2-Gehalt der Analyse Titaneisen. Apatit in geringer Menge in dünnen idiomorphen Nadeln. Selten wird Plagioklas, sehr wenig Sodalith und in der Nähe von Quarzeinschlüssen Rhönit, an der tiefbraunen Farbe, dem Pleochroismus und der schiefen Auslöschung zu erkennen, gefunden. Partieen, wo Rhönit auftritt, sind anscheinend völlig erzfrei. Selten ist auch etwas Picotit und Hornblende.

Auch chemisch gehört der Basalt des Alpsteins zu den Nephelinbasalten; mit Salzsäure gelatiniert er sehr stark (der der Blauen Kuppe garnicht, der der Kleinen Kuppe nur wenig).

	I	II	III
SiO_2	41,92	46,11	S = 48,87
TiO_2	3,36	2,77	A = 5,60
Al_2O_3	15,24	9,86	C = 4,26
Fe_2O_3	7,66	3,02	F = 29,38
FeO	6,75	6,20	n = 7,48
MgO	6,50	10,72	a = 3,0
CaO	9,75	11,22	c = 2,3
Na_2O	3,94	4,19	f = 14,7
K_2O	2,01	1,41	

H_2O^+	1,11	4,06
CO_2	Sp.	—
P_2O_5	0,87	0,40
Cl	0,02	0,04
H_2O^-	0,78	—
	99,91	100,00

I. Gewichtsprozente.
II. Molekülprozente.
III. Osannsche Zahlen.

Zur Analyse wurde ein Stück typischen Sonnenbrenner-Basalts, das aber sonst völlig frisch war, verwendet.

Die Einschlüsse beschränken sich auf Olivinknollen und Quarzbrocken. Erstere stellen eine Ausscheidung der Tiefe dar, erreichen oft bedeutende Größe und führen manchmal Spinelle und große Individuen von rhombischem Augit. Sie gleichen völlig den vielfach in Basalten auftretenden und oft beschriebenen Vorkommen. Die Quarzeinschlüsse erinnern wieder sehr an paläozoische Gangquarze wie auf der Blauen Kuppe. Sie enthalten etwas Sericit in Schnüren, sonst sind sie ohne Cement. An Sprüngen sieht man gelegentlich wohl von außen eingedrungene grünliche und bräunliche Zersetzungsprodukte. Am Rande lassen sich selten Neubildungen von Feldspat und eine Fülle von Trichiten nachweisen. Der Quarz selbst, die Individuen sind bis $^1/_2$ cm groß, löscht stark undulös aus und enthält eine Menge von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen mit Libellen. Sie bilden Züge von Bläschen, die ungestört durch mehrere Individuen hindurchgehen. An manchen Stellen, besonders an Schleifrissen, zeigt der Quarz deutlich seine Spaltbarkeit parallel $(10\bar{1}1)$.

Von großem Interesse ist das erwähnte häufige Auftreten der Sonnenbrenner. Diese oft beschriebene, für den Steinbruchbetrieb überaus lästige und noch durchaus unerklärte Erscheinung, findet sich hier schön und charakteristisch. Es zeigt sie der Basalt fast im ganzen Bruch, aber so, daß oft ein Block zur Hälfte davon befallen wird, während er sonst intakt bleibt. Das bruchfrische Gestein bekommt nach kurzer Zeit — einmal

konnte festgestellt werden innerhalb von 8 Tagen (im Februar) — helle Flecken, von denen eine Menge Sprünge ausgehen. Unter Einfluß von eingedrungenem Wasser zerfällt das Gestein dann von selbst oder doch bei der Bearbeitung in Körner von etwa 2—20 mm Größe. Es konnte bemerkt werden, daß bei den dicken Pfeilern und Säulen, in die der Basalt hier abgesondert ist, der Sonnenbrand nur im Innern auftrat, während eine Kruste von wechselnder Stärke davon frei blieb. Das deutet auf einen Zusammenhang der Erscheinung mit der Art der Kontraktion des Gesteins bei der Erstarrung.

Im Schliff ist gewöhnlich von Sprüngen und Flecken überhaupt nichts zu erkennen; das Gestein erscheint in allen seinen Gemengteilen, auch dem Glas, völlig frisch. Erst nach längerem Liegen werden die Sprünge durch beginnende Verwitterung auch im Schliff sichtbar. Es ist nach dem mikroskopischen Befund also ausgeschlossen, daß Verwitterung im gewöhnlichen Sinne bei der Entstehung eine Rolle spielt. Dagegen ist zu beachten, daß Sonnenbrand nur in Gesteinen von ganz bestimmtem chemischen Charakter vorkommt. Was von andersartigen Gesteinen als Sonnenbrand beschrieben ist, bezieht sich entweder auf rein äußerliche Ähnlichkeiten[1]) oder auch auf fehlerhaften Gebrauch des Ausdrucks. Leider ist es, da während des Krieges am Alpstein nicht gearbeitet wurde, zurzeit nicht möglich, frisches Material von dort zu beschaffen und die Erscheinung durch systematische Versuche und Beobachtungen zu verfolgen.

Von dem beschriebenen Basalt deutlich abweichend ist ein von Rinne[2]) bemerktes und kurz beschriebenes gangförmiges

---

[1]) E. T. Werry, Bull. Geol. Soc. Amer. **22**, p. 718, 1911. Literatur über Sonnenbrenner ist sehr zerstreut und teilweise schwer zugänglich. Umfassendere Beschreibungen z. T. auch mit systematischen Versuchen bei Leppla, Zs. f. prakt. Geol. **9**, S. 176 ff., 1901 — Schottler, Abh. d. Geol. Landesanst. Hessen **4**, 1908 — Tannhäuser, Der Steinbruch, Heft 24, 1910 — Schottler, Der Steinbruch, Heft 46—48, 1911. Außerdem J. Hirschwald im Handb. d. bautechn. Gesteinsprüfungen 4. Teil, Kap. 20, 1910 und A. Steuer im Handb. d. Ing.-Wiss., 4. Teil, **4**, S. 105, 2. Aufl. 1911.

[2]) Rinne, Dies. Jahrb. 1897, S. 18.

Vorkommen, das wohl einen Nachschub basaltischen Magmas darstellt. Es befindet sich an der Nordwand und ist sowohl unten im Bruch wie auch oben am Rande des Bruches zugänglich. Das unten im Bruch anstehende Gestein ist von dem oben anstehenden durch dichteres Gefüge und das Fehlen von Blasen unterschieden. Das Gestein fällt makroskopisch sofort auf; es ist deutlich braun, sehr häufig glänzen große Glimmerspaltblättchen auf. An manchen Stücken lassen sich schon mit bloßem Auge die Gesteinsgemengteile unterscheiden. Viele teilweise mit Carbonat gefüllte Hohlräume sind zu bemerken, häufig sind Gesteinsgemengteile in diese Hohlräume hinein weitergewachsen.

Im Schliff erkennt man Augit, Biotit, Plagioklas, Erz, Apatit, Zersetzungsprodukte, Olivin in sehr wechselnder Menge, in Stücken aus dem Bruch selbst auch noch Glas und etwas Nephelin bei mehr zurücktretendem Feldspat (Taf. 4, Fig. 11).

Der Olivin ist fast nie erhalten, an seiner Stelle lassen sich serpentinöse Zersetzungsprodukte feststellen, die gelegentlich parallel dem Doma des ursprünglichen Olivins eingelagerte Antigorit-ähnliche Blättchen darstellen. Olivin ist das älteste Mineral, trotzdem ist er nur ausnahmsweise idiomorph. Das zwingt zur Annahme, daß er möglicherweise einen Fremdling in diesem Gestein darstellt und eigentlich zerspratzten Olivinknollen entspricht. Diese Annahme wird gestützt durch das gelegentliche Vorkommen von dunkelbraunem Spinell, wie er aus ebensolchen Olivinknollen bekannt ist. Dieser Spinell zeigt einen völlig undurchsichtigen Reaktionsrand.

Augit ist stets deutlich idiomorph, zeigt die gewöhnlichen Formen und ist ganz frisch; manchmal mit parallel c gestreckten Einschlüssen, leicht violett gefärbt, ohne Pleochroismus, aber mit isomorpher Schichtung und Sanduhrstruktur. In Schnitten parallel (010) ist deutliche Dispersion der Auslöschung bemerkbar.

Der auffälligste Gemengteil ist der Biotit; seine bis $^1/_2$ cm großen Blättchen bewirken, daß das Gestein in hohem Maße

äußerlich gewissen camptonitischen Ganggesteinen ähnelt, besonders auffallend ist auch die Ähnlichkeit mit Sandberger's Buchonit[1]) von Poppenhausen und dem sogenannten Nephelinbasalt vom Steinsberg bei Weiler unweit Sinsheim[2]). Der Biotit bildet lappenförmige, große, von Augit durchspickte Individuen mit teilweiser krystallographischer Begrenzung. Deutliche Flächen der Prismenzonen sind an den in die Hohlräume hineinragenden Krystallen entwickelt. Zwillinge mit (001) als Verwachsungsfläche sind sehr häufig, sie sind an der merklich verschiedenen Auslöschung und am Pleochroismus leicht zu erkennen. Der Glimmer ist deutlich zweiachsig, die Ebene der optischen Achse ist ⊥ (010), die spitze Bisectrix tritt deutlich schief auf den Spaltblättchen aus. $2V_{Na}$ beträgt etwa 33—34°, ρ deutlich mehr als υ. Der Pleochroismus ist auch in Spaltblättchen nach (001) sehr deutlich, zonar bedeutend wechselnd. $\mathfrak{a}$ hellgelb, $\mathfrak{b}$ tief dunkelbraun, $\mathfrak{c}$ hellbraun.

Sehr reichlich ist der Plagioklas vorhanden. Der Feldspat dieses Ganges hat Rinne veranlaßt, den Basalt vom Alpstein, den er zunächst richtig zum Nephelinbasalt gestellt hatte, nachträglich zum Feldspatbasalt zu rechnen, was für das Hauptgestein sicher falsch ist. Der Feldspat ist nur dort, wo er in Hohlräume hineinragt, deutlich idiomorph. Er ist ersichtlich die jüngste Ausscheidung. Gelegentlich ist er durch Glas und, wenigstens teilweise, durch Nephelin vertreten. Rinne hat diesen Nephelin nicht nachweisen können, er fehlt tatsächlich auch meistens, in einem Stück aus dem Bruchinnern konnte er aber auch chemisch nachgewiesen werden. Der Plagioklas zeigt zwei Ausbildungsformen.

1. die erste zeigt die üblichen leistenförmigen Schnitte, ist sehr wenig verzwillingt und oft in knäuel- oder pinselförmigen Aggregaten angeordnet. Die Auslöschungsschiefe ist auf (001) —10° bis —16°, was etwa $Ab_{35}An_{65}$ bis $Ab_{25}An_{75}$ entspricht.

---

[1]) F. Sandberger, Sitz-Ber. Bayr. Akad. d. Wiss. 1873, S. 13.

[2]) Rosenbusch, Physiographie d. mass. Gest., II, 2, S. 1248, 1908.

2. Diese Generation Plagioklase ist zweifellos älter als die Krystalle der zweiten. Letztere bilden den Untergrund, in dem alle anderen Gemengteile liegen, dabei sind es aber große einheitlich auslöschende Individuen; sie bilden auch gelegentlich die Ausfüllung von kleinen Spalten, wo sie wie Pegmatite im Kleinen erscheinen. Pegmatitischen Bildungen entsprechen sie auch insofern, als sie den letzten Schmelzrest darstellen. Ihr Umriß zeigt nicht die übliche Tafelform, die Durchschnitte sind gedrungen, fast isometrisch. Der Zwillingsaufbau ist dem des Mikroklin gelegentlich recht ähnlich. Häufig sind Karlsbader Zwillinge. Die Auslöschungsschiefe ist oft zonar stark verschieden. Nach Spaltblättchen nach (001) und (010) entsprechen sie im Durchschnitt Ab_{55} An_{45}. Die jüngsten Plagioklase, die auf den Hohlräumen aufgewachsenen Krystalle, lassen sich davon nicht trennen. Sie stellen nur chemisch das Endglied dar. Die etwas nach (010) tafeligen Krystalle werden bei gekreuzten Nikols auf dieser Fläche häufig nicht dunkel, weil es fast durchgängig Karlsbader Zwillinge sind. Sonst sind sie wenig verzwillingt. Die Auslöschungsschiefe auf $001 = 0^0$ und auf 010 $+ 7^0$ deutet auf einen sauren Oligoklas (Ab_{80} An_{20}).

Das Erz ist wahrscheinlich meist Magnetit. Der Nephelin ist ziemlich frisch; er wurde nur in Stücken gefunden, die auch noch Glas enthielten. Seine Menge ist stets gering, wie das Verhalten des Gesteins gegen Säure zeigt. Glas ist dort, wo der Feldspat noch nicht völlig zur Ausscheidung kam, recht reichlich, es ist farblos und wird von Säuren nur wenig angegriffen. Neben Serpentin sind auch Carbonate häufig.

Chemisch weicht das Gestein, wie die durch das Chemische Laboratorium von Max Dittrich Nachf. in Heidelberg angefertigte Analyse zeigt, nicht sehr wesentlich von dem Hauptgestein (s. o. S. 79) ab; der auf Kosten des Al_2O_3 wachsende MgO-Gehalt macht sich in der reichlichen Glimmerbildung bemerkbar. Die Menge der Alkalien hat etwas abgenommen. Zum Vergleich sei auch die Analyse des Buchonits von Poppenhausen[1])

[1]) F. Sandberger, l. c. S. 13.

angeführt; man sieht, daß der makroskopischen Ähnlichkeit durchaus keine chemische entspricht.

	I	II	III	IV
SiO_2	41,06	45,83	45,97	S = 48,56
TiO_2	3,08	—	2,59	A = 4,13
Al_2O_3 . . .	12,14	10,18	8,68	C = 4,55
Fe_2O_3 . . .	7,25	14,32	3,06	F = 32,46
FeO	4,99	6,42	4,67	n = 6,59
MgO	10,12	1,47	16,96	a = 2,0
CaO	10,58	8,40	12,73	c = 2,3
Na_2O	2,50	8,77	2,73	f = 15,7
K_2O	1,97	3,96	1,41	
H_2O[1] . . .	4,56	—	—	
CO_2	0,44	0,60	0,67	
P_2O_5	1,14	—	0,54	
	99,83	99,93	100,00	

I. Gewichtsprozente.
II. Buchonit von Poppenhausen.
III. Molekülprozente zu I.
IV. Osannsche Zahlen zu I.

Kontakt am Sandstein. Der Kontakt mit dem Sandstein ähnelt, wie zu erwarten, sehr dem bei der Blauen Kuppe und beim Rosenbühl beschriebenen. Wie dort sind tonige und glimmerige Lagen völlig zusammengeschmolzen, und die Handstücke sind denen von der Blauen Kuppe zum Verwechseln ähnlich.

Auch im Schliff sind bündige Unterschiede nicht festzustellen. Neubildungen sind vor allem zahlreiche schöne und recht große Cordierite in scharfen Krystallen. Manche Schnitte nach (001) zeigen die bekannten Drillinge. Auch rhombische Augite sind sehr zahlreich, aber klein, kaum über Mikrolithengröße. Erze häufig als kleine vier- und sechsseitige Schnitte, auch als sehr lange Mikrolithen und als feinste Durchstäubung. Ein Schliff aus einem vom Kontakt etwas entfernteren Teil der Tonlagen — das Gestein ist makroskopisch jaspisartig und von glattmuscheligem Bruch — führt noch eine große Menge von feinen Nädelchen, nach Licht- und Doppelbrechung, gerader

[1]) Glühverlust.

Auslöschung und rötlicher Farbe Rutil. Auch knieförmige Zwillinge und Andeutung von Zwillingslamellen lassen sich erkennen. Der Rutil ist in den völlig zusammengeschmolzenen Tonlagen wieder verschwunden. Schon in unverändertem Gestein ist er vorhanden, dort aber mikroskopisch sehr schwer nachzuweisen; immerhin hat es den Anschein, als ob seine Menge gegenüber dem unveränderten Gestein stark zugenommen hätte.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Die Basaltvorkommen der Gegend südlich von Eschwege zeigen trotz ihrer Nachbarschaft und der Gleichheit der geologischen Erscheinung, abgesehen von dem überall hohen Titangehalt, den sie mit anderen Basalten der weiteren Umgebung teilen (vergl. die erwähnte Arbeit von GRUPE und STREMME über die Bramburg), sehr beträchtliche Unterschiede in ihrer petrographischen und chemischen Zusammensetzung. Zur Veranschaulichung ist das a, c, f-Verhältnis in der bekannten Weise in einer Dreieckprojektion[1]) dargestellt (I Blaue Kuppe, II Kleine Kuppe, III Cristobalit-führendes Gestein Blaue Kuppe, IV Alpstein, Basalt, V Alpstein, Glimmer-führender Gang). Besonders auffallend sind die Abweichungen zwischen den räumlich so benachbarten Gesteinen I, II und III. Die Trennung der Basalte in zwei verschiedene Gruppen, die vielfach versucht wird, aber auch schon vielfach auf Schwierigkeiten gestoßen ist, läßt sich für das in Frage kommende Gebiet durchaus nicht durchführen, wenn nicht zweifellos eng Zusammengehörendes auseinandergerissen werden soll.

Das Nebengestein ist überall in gleicher Weise kontaktmetamorphosiert. Die Einwirkung ist fast ausschließlich eine Hitzewirkung gewesen, Stoffaustausch hat nur ganz untergeordnet stattgefunden. Charakteristisch ist die Neubildung von Cordierit, die auf den Biotitgehalt des Sandsteins zurückzuführen

[1]) Siehe Projektion von Apatit (S. 58 Anlage) Cl = a, F = c, R = f für die Gesteinsprojektion.

ist. Häufig bildet der Cordierit orientierte Pseudomorphosen nach zerstörtem Biotit.

Daneben sind auf der Blauen Kuppe und am Rosenbühl durch Pneumatolyse eine Anzahl von Mineralien entstanden: Magnetit, Cristobalit, Tridymit, Apatit u. a. Unter ihnen interessiert in erster Linie Cristobalit. Häufig ist er nach seinen Formen, insbesondere auch den zwillingsähnlichen Verwachsungen, durch Paramorphosierung von ursprünglichem Tridymit entstanden. Das geologische Vorkommen schließt eine Bildung, die sich mit den Laboratoriumsergebnissen des SiO_2-Diagramms in Einklang bringen läßt, höchstwahrscheinlich aus. Er entstand wahrscheinlich bei Temperaturen, die an der unteren Grenze des Stabilitätsgebiets von Tridymit lagen.

Auch gesteinsbildend wurde auf der Blauen Kuppe Cristobalit nachgewiesen. Die Literaturangaben über die Eigenschaften mancher Tridymite lassen den Schluß zu, daß vieles davon sich auf Cristobalit bezieht. In einigen Fällen konnte das bestätigt werden.

Die pneumatolytischen Apatite zeichnen sich durch einen ungewöhnlich hohen Gehalt an Chlor neben Fluor und Hydroxyl aus. Die Darstellung der Analysenverhältnisse der Apatite ergibt wahrscheinlich eine Mischungslücke zwischen Chlor- und Hydroxylapatiten.

Auch in dem blasigen Gestein vom Rosenbühl, das fast nur aus Plagioklas besteht, konnte neben anderen Mineralen Cristobalit nachgewiesen werden.

Der Basalt des Alpsteins wurde genauer untersucht. Er ist ein Nephelinbasalt. Ein gangförmiger Nachschub in diesem Vorkommen ist durch das Erscheinen von großen Biotiten neben Anreicherung von Plagioklasen charakterisiert.

Inhaltsübersicht.

Druckfertig abgeschlossen am 26. September 1919.
Druck verfügt am 9. April 1920.

Das Solquellen-Bohrloch Hirschgarten bei Berlin.[1]

Von Herrn **Richard Michael** in Berlin.

Kurz vor dem Kriege hatte ich Veranlassung, mich mit einem älteren Bohrloch zu beschäftigen, dessen Ergebnisse bisher in weiteren Kreisen nicht bekannt geworden sind, aber erhebliches Interesse besitzen. Es handelt sich um das Solquellenbohrloch Hirschgarten in der Kolonie Hirschgarten bei Cöpenick, am sogenannten Stern, 100 m nördlich von der Spree. In dem Gartengrundstück befindet sich ein Badehaus, in welchem bis zum Jahre 1907 Solbäder verabreicht wurden. Der Betrieb wurde von der Admiralsgarten-Bad-Aktiengesellschaft längere Zeit hindurch geführt. Gegenwärtig ist das Solbad Hirschgarten nicht mehr in Betrieb.

Das Bohrloch Hirschgarten ist am 20. Dezember 1888 durch die Firma Lohde, Berlin, begonnen worden; am 14. Mai 1889 hatte es eine Teufe von 285 m erreicht und gelangte nach einer Pause gegen das Ende des Jahres 1889 zum Abschluß. Das

---

[1]) Inzwischen hat in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft für 1917 S. 219 Herr Kurt Hoche aus dem Nachlaß des Herrn G. Schacko eingehendere Angaben über die Bohrung Hirschgarten veröffentlicht. Herr Schacko hatte nach den ihm von Herrn G. Berendt eingesandten Bohrproben die Mikrofauna bestimmt und die Schichten bis 209 m zum Tertiär, von 253—268 m zum Oberturon, die Ablagerungen aus 318 m Teufe zum Cenoman, aus 325 m zum Gault gestellt. Die ausführliche Foraminiferen- und Ostracoden-Liste umfaßt 9 Seiten. Trotz dieser Arbeit halte ich, auch der abweichenden Ergebnisse bezüglich der tieferen Schichten wegen, die Veröffentlichung meiner im Juli 1914 niedergeschriebenen kleinen Mitteilung nicht für überflüssig. Michael.

Bohrloch ist in der ausgesprochenen Absicht, Sole zu erschließen, angesetzt worden. Die Anregung zu diesem Versuch boten die in der damaligen Zeit von der Admiralsgarten-Bad-Aktiengesellschaft an mehreren Punkten im Weichbilde gemachten Solfunde, über welche seinerzeit Berendt in diesem Jahrbuch ausführlich berichtete. Im Gegensatz zu den an verschiedenen Stellen in der weiteren Umgebung Berlins angestellten Bohrversuchen hatte der Bohrversuch Hirschgarten Erfolg. Bei 328 m Teufe wurde Sole angetroffen. Die Sole fließt heute, also nach 25 jährigem Bestehen, noch artesisch aus; der Druck hat naturgemäß im Laufe der Jahre etwas nachgelassen. Zuerst soll er 2,5 bis 3 cbm in der Stunde betragen haben; jetzt entströmen rund 0,5 cbm dem Bohrloch. Die Ergiebigkeit steht naturgemäß im Zusammenhange mit dem Durchmesser des Bohrlochs, der, da man mit einer derartig großen Teufe augenscheinlich nicht gerechnet hatte, verhältnismäßig gering ist. Das Bohrloch ist bis 208 m Teufe mit 114 mm-Röhren verrohrt. Auf der Bohrlochsohle ist ein Kupferfilter von 12 m Länge mit einem Durchmesser von 65 mm eingebaut, an welchen ein gleichfalls kupfernes Aufsatzrohr von 65 mm Durchmesser und 111 m Länge aufgesetzt ist, das bis 204 m aufwärts reicht, somit etwa 4 m in das obere Rohr hinein.

Die Sole ist nach einem älteren Gutachten des Herrn Dr. Jeserich eine sehr reine Chlor-Natrium-Sole (1,509 %), in welcher die Mengen von Chlor-Calcium (0,0140 %) und Chlor-Magnesium (0,00406 %) sowie von schwefelsaurem Kalk (0,0286 %) gering sind. Hervorzuheben ist ein nicht unbeträchtlicher Gehalt des Wassers an Jod-Natrium (0,000038 %) und Brom-Natrium (0,000243 %). Die Quelle entspricht in ihrer chemischen Zusammensetzung den übrigen berliner Solquellen; nur ist der Gehalt an gelösten Salzen durchschnittlich etwas geringer. Die Solquelle hat im Laufe der Jahre eine wesentliche Veränderung in der Zusammensetzung nicht erfahren. Eine neuere, durch Herrn Dr. Wache ausgeführte Untersuchung ergab bei 180° einen Trockenrückstand von 16,40 g im Liter und einen Chlorgehalt von 9,92 g. Die entsprechende Ziffer für Chlor in der älteren

Analyse ist sogar etwas niedriger = 9,34018 g. Eine zweite nach einem längeren Pumpversuch vorgenommene Untersuchung ergab bei 180° einen Trockenrückstand von 16,57 % und einen Chlorgehalt von 9,76.

Über die geologischen Ergebnisse der Bohrung lagen mir Aufzeichnungen der Firma Lohde über die erbohrten Schichten vor. Außerdem hatte ich die Mitteilung erhalten, daß von der Bohrung seinerzeit Proben an die Geologische Landesanstalt abgegeben worden seien. Das Bohrarchiv enthält auch ein Schichtenverzeichnis mit einigen Randbemerkungen von Berendt. Das Verzeichnis reicht aber nur bis 231 m Tiefe und enthält ferner die Bemerkung, daß die Fortsetzung des Bohrloches bis 328 m noch nicht bestimmt sei. Gerade die tieferen Schichten verleihen aber dem Bohrloch ein besonderes Interesse.

Der von Berendt aufgestellte Teil der Schichtenfolge zeigt folgendes Profil:

0— 3 m Sand
3— 14 » Sand und Grand
14— 22 » Geschiebemergel
22— 35 » Sand und Grand
35— 61 » Tonmergel mit Kalkzwischenlagerung
zwischen 46—51 und 56—57 m *Paludina diluviana*
61— 62 m sehr sandiger Mergel
62— 68 » Sande mit Braunkohle und Glimmer (umgelagertes Tertiär)
68— 91 » schwach kalkiger Sand (Diluvium)
91—147 » sehr sandiger, zum Teil kalkiger Ton (umgelagertes Tertiär)
147—155 » Spatsand und Grand
155—212 » Septarienton.

Die Bestimmung der Schichtenfolge zwischen 91 und 147 m, ebenso diejenige zwischen 155 und 212 m wird als nicht sicher hingestellt angegeben. Die Schichten werden als dh oder als Septarienton bezeichnet, während die Schichtenfolge von 212 bis 231 m abwärts lediglich die Bezeichnung Kreide (?) trägt.

Auf Grund der Proben ist zu den vorliegenden Bestimmungen meinerseits nichts zu bemerken.

Die tiefere, bisher nicht behandelte Schichtenfolge umfaßt folgende Schichten:

Kreide	1. 212—241 m	weißer mürber Kalkstein
	2. 241—241 »	rötlicher Kalkstein
	3. 242—278 »	weißer, mürber Kalkstein
	4. 278—308 »	grauer, mergliger Kalk
	5. 308—317 »	glaukonitischer Mergel
	6. 317—320 »	toniger, glaukonitischer Sand
Mittl. Buntsandstein?	7. 320—328 »	feiner, weißer kalkfreier Sand mit Kohlenpartikelchen.

Die geologischen Ergebnisse des Bohrlochs Hirschgarten sind insofern von Interesse, als wiederum ein neuer Aufschluß im vortertiären Untergrunde Groß-Berlins gewonnen worden ist.

Durch die Berliner Solquellenbohrungen, die in den marinen unteroligocänen Meeressanden unter dem Septarienton artesisch austretendes Salzwasser erschlossen haben, ist das Tertiär im Untergrunde Berlins genau bekannt geworden. Zwei Bohrungen (Hermsdorf und Reinickendorfer Str. 2a) haben unter dem Tertiär Tone der Juraformation (Lias) nachgewiesen; die Altersbestimmung der im Bohrloch Gr. Lichterfelde bisher als Eocän und Paleocän angesprochenen tiefsten Tertiärschichten ist neuerdings von Schacko zum mindesten als fraglich bezeichnet worden. In der Charlottenburger Bohrung Leibnizstraße 87 hat Gagel[1]) von 212—246 m Teufe die obersten Schichten des Kohlenkeupers von der Grenze zum Gipskeuper festgestellt. Nach den Ausführungen desselben Verfassers[2]) hat die Bohrung in Pankow, Kaiser-Friedrichstr. 21—29, wenig östlich von den beiden nachgewiesenen Lias-Vorkommen unter dem Oligocän in derselben Teufe nicht die Jura-Schichten, sondern die Kreideformation nachgewiesen, welche hier keine Sole, sondern süßes Wasser führt.

Dieselben Kreideschichten in petrographisch gleichartiger Ausbildung wie in Pankow sind nun auch in Hirschgarten in einer Mächtigkeit von mehr als 101 m erbohrt worden[2]). Auch die Höhenlage der Oberfläche der Kreideformation ist die gleiche wie im Pankower Bohrloch.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1900, S. 168 ff.

[2]) Auf die Übereinstimmung der Bohrung Hirschgarten mit dem Pankower Bohrloch hat auch Herr Hoche hingewiesen.

Leider stößt eine genaue Horizontierung der zwischen 212 und 320 m Teufe durchteuften Kreideschichten insofern auf Schwierigkeiten, weil hier, von den zahlreichen Foraminiferen abgesehen, keine Versteinerungen gefunden wurden, deren Auftreten die Gliederung der im Bohrloch Pankow aufgefundenen Schichten erleichterte. Die Foraminiferen sind nach den freundlichen Bestimmungen des Herrn Oberlehrers Francke turone und cenomane Formen[1]). In Pankow liegen weißliche, plänerartige Kalke mit Einlagerungen von fleischroten, tonigen Kalken des Turons in einer Mächtigkeit von 36 m über einer 30 m mächtigen Schichtenfolge von hellgrauem kalkigen Ton und grünlichen sandigen Tonen, die Gagel auf Grund ihrer Fossilreste z. T. zum Cenoman stellt. Darunter folgende grünliche sandige Tone mit Phosphoriten und helle Glaukonitsande mit Fauna wurden als Gault bestimmt.

Schichten vom gleichen petrographischen Charakter, der übrigens nach Gagel in den Kreideschichten einer Bohrung in Greifswald wiederkehrt, treten nun auch in der Hirschgarten-Bohrung auf.

Aus der Schichtenfolge ergibt sich, daß die rötlichen Kalke, deren Zugehörigkeit im Pankower Bohrloch nicht genau festzustellen war, in den höheren Horizonten der Kreide vorkommen.

Das Turon liegt in Hirschgarten sicher in der von 212—242 m Teufe durchbohrten Schichtenfolge vor und wird auch noch einen Teil der unter 3. von 242—308 m Teufe angeführten weißen und grauen, mürben Kalke und Kalkmergel umfassen. Wahrscheinlich liegt seine unterste Grenze bei 278 m, wo ein Wechsel in der Färbung eintritt und graue Kalkmergel beginnen. Das Cenoman würde demnach die von 278—308 m Teufe durchbohrten Schichten umfaßen, während die von 308—317 m angetroffenen glaukonitischen Mergel und die von 317—320 m durchbohrten tonig-kalkigen, glaukonitischen Sande dem Gault zuzurechnen sind. Wenn auch die von Gagel im Pankower Bohrloch aufgefundenen Belemnitenreste fehlen, auch Phosphorite nicht gefunden wurden, so ist

[1]) Von ihrer Anführung wird mit Rücksicht auf die Veröffentlichung von Herrn Hoche Abstand genommen.

doch die petrograpische Übereinstimmung beider Schichten eine ganz augenfällige.

Die Bohrung Hirschgarten ist aber tiefer in den Untergrund eingedrungen und hat von 320—328 m Teufe hellweiße, feine, kalkfreie Sande oder sehr lockeren Sandstein durchbohrt. Sie bestehen fast ausschließlich aus gerundeten und eckigen Quarzkörnern von weißer Farbe mit sehr wenig Beimengungen von gelblichen oder schwach rötlichen Quarzen, etwas Schwefelkies, vereinzelten Muscovitblättchen und Splitterchen von dunkler, fester Kohle. Im obersten Meter treten vereinzelte Glaukonitkörnchen, die augenscheinlich Nachfall aus den oberen Schichten sind, auf.

Die geologische Deutung dieser Sande ist nicht mit absoluter Bestimmtheit zu geben.

Das naheliegendste wäre vielleicht, sie noch der Kreideformation zuzurechnen und an Gault oder Wealden zu denken. Gaultsande ähnlicher Zusammensetzung sind z. B. in den Swinemünder Bohrungen festgestellt worden.

Gegen die Deutung der tiefsten bei Hirschgarten erbohrten Sande als Untere Kreide spricht der ungemein scharfe Gegensatz der weißen, kalkfreien Sande gegen die überlagernden kalkigen Glaukonitsande und Mergel des Gaults.

Auch Keuper kommt nicht in Frage, da ähnliche Sande bisher aus dem Keuper nicht bekannt sind; insbesondere enthalten die Schichtenfolgen des Keupers, sowohl in den Rüdersdorfer Bohrungen III und V wie in dem Charlottenburger Bohrloch und im Bohrloch Gr. Stroebitz VIII bei Cottbus, wo über dem Keuper von 177—334 m Teufe den Hirschgartener ähnliche Schichten der Kreideformation erbohrt wurden, keine derartigen Sande.

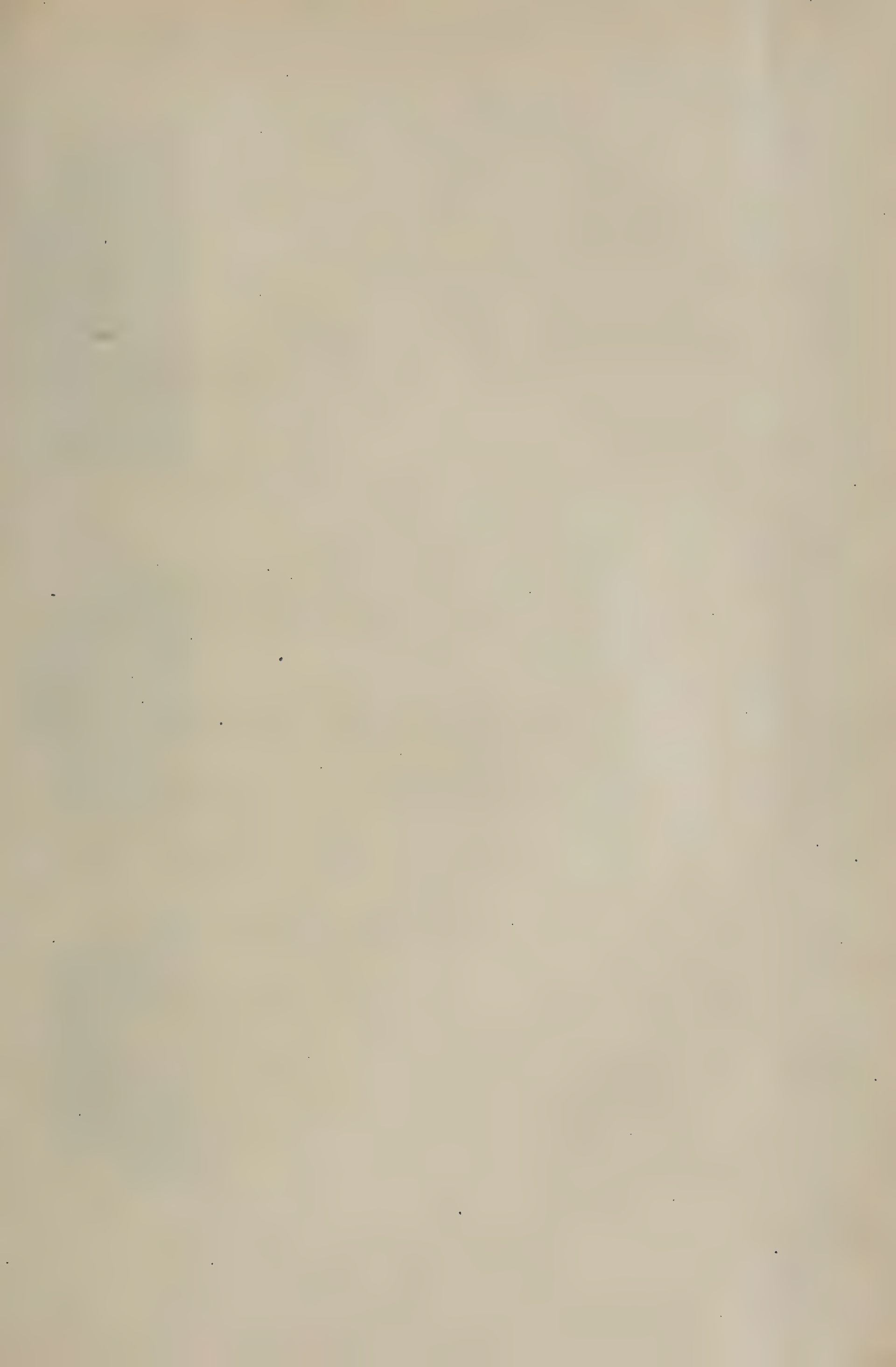
Dagegen muß ich auf die mehr als auffällige Übereinstimmung hinweisen, die zwischen den Hirschgartener Sanden und denjenigen Sanden besteht, die in dem Rüdersdorfer Tiefbohrloch VII, am Südwestrande von Alter Grund, am westlichen Kalkseeufer neben der Mündung des Mühlenflußes zwischen 580 und 590 m Teufe im Mittleren Buntsandstein erbohrt wurden und gleichfalls Sole führten.

Die Bohrung Hirschgarten liegt von der Bohrung Rüdersdorf VII nur 12 km in westlicher Richtung entfernt.

Ich möchte daher nicht anstehen, die Hirschgartener mürben Sandsteine bezw. Sande als Mittleren Buntsandstein anzusprechen.

Unzweifelhaft entstammen die im Untergrunde Groß-Berlins erbohrten Solen den Zechsteinsalzen; die Bohrung Hirschgarten ist demnach am weitesten in die Nähe des Zechsteins und seiner Salzlager vorgedrungen.

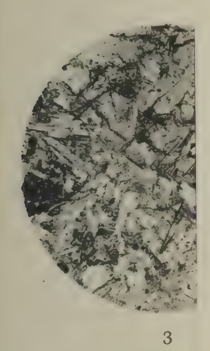
Druckfertig abgeschlossen am 22. Dezember 1919.
Druck verfügt am 13. April 1920.



Tafel 4.



1

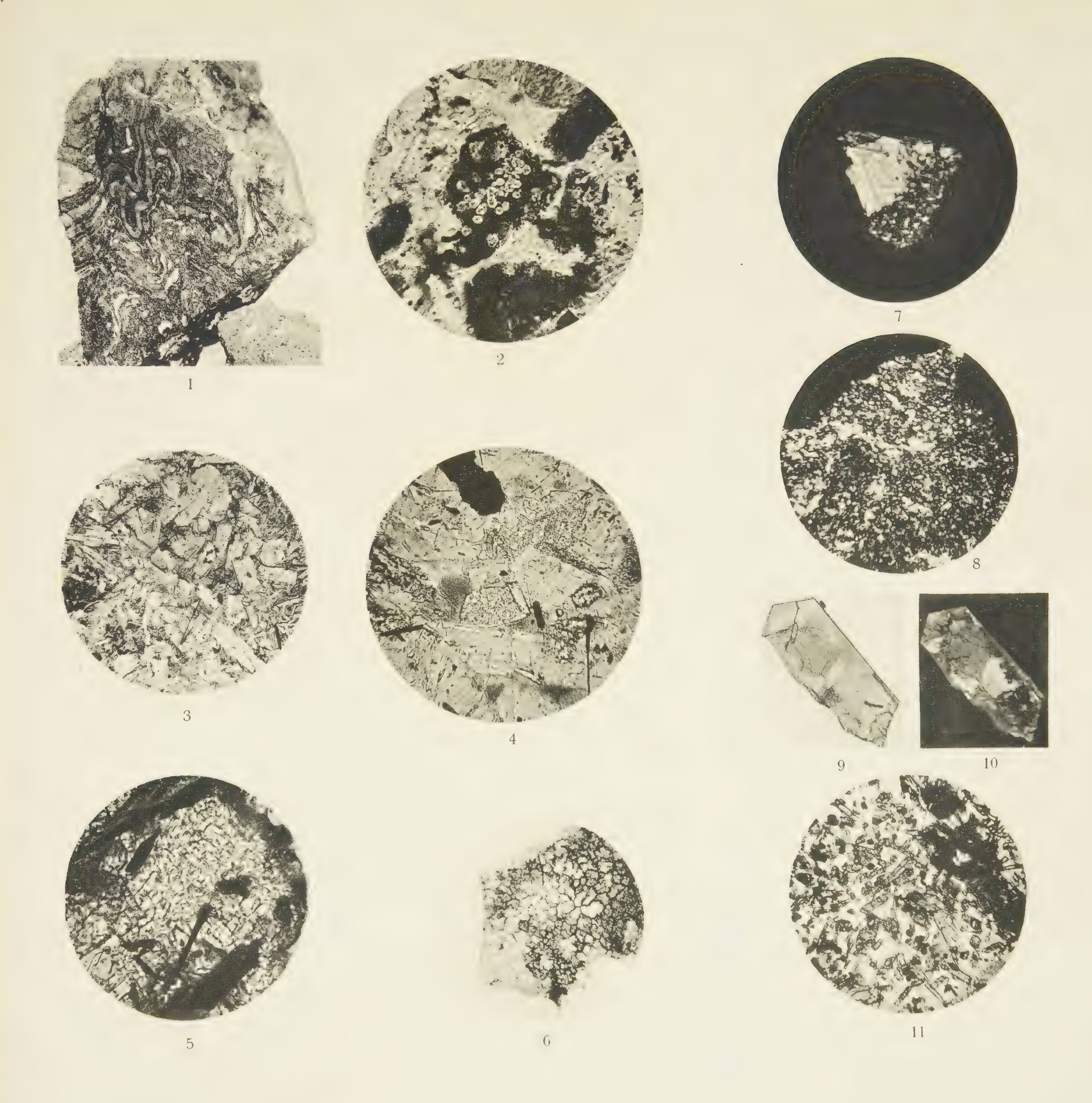


3



5

·ichtdruck von Albert Frisch, B



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Durch die Vertriebsstelle der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin N. 4, Invalidenstraße 44, zu beziehen:

Jahrbuch 1919, Bd. XL:

J. Ahlburg†: Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren. S. 1—82 . . . . . Mk. 4,00

E. Naumann und **A. Mestwerdt**: Über Gebirgsbau im Lippischen Weserbergland. Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren. S. 83—109 . . . Mk. 2,00

F. Bernauer: Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen. Mit 1 Tafel und 5 Textfiguren. S. 110—199 . . . . . Mk. 4,00

O. Mügge: Zur Kenntnis der Petrographie des älteren Palaeozoicums zwischen Albungen und Witzenhausen, besonders des Variolits. S. 201—217 . . . . . Mk. 0,50

J. Stoller: Fossilführende Diluvialschichten bei Krölpa in Thüringen. Mit 7 Textfiguren. S. 218—267 . . . . . Mk. 1,50

R. Michael: Zur Kenntnis der Kreidescholle von Oppeln in Oberschlesien. Mit 1 Textfigur. S. 268—283 . . . . . Mk. 0,50

P. Ramdohr: Über die Blaue Kuppe bei Eschwege und benachbarte Basaltvorkommen. Mit 1 Tafel und 3 Textfiguren. S. 284—355 Mk. 3,00

R. Michael: Das Solquellen-Bohrloch Hirschgarten bei Berlin. S. 356 bis 362 . . . . . Mk. 0,30

Buchdruckerei A. W. Schade, Berlin N., Schulzendorfer Straße 26

Jahrbuch

der

Preufsischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1919

Band XL, Teil I

Heft 3.

Berlin

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N. 4, Invalidenstraße 44

1921.

Inhalt.

Jahrbuch

der

Preufsischen Geologischen Landesanstalt

zu

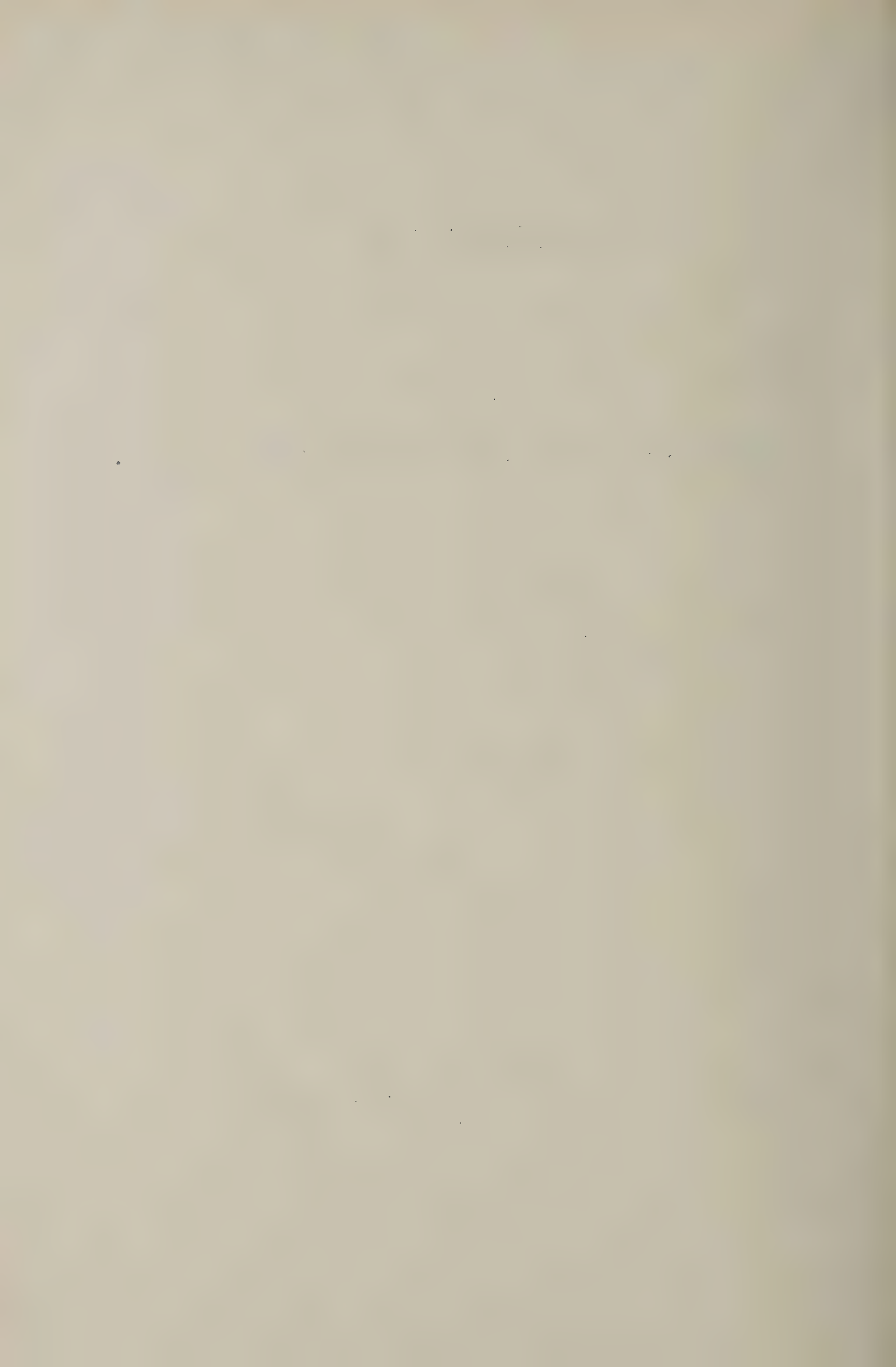
Berlin

für das Jahr

1919

Band XL, Teil I.

Berlin
Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N. 4, Invalidenstraße 44
1921.



Inhalt.



Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens.
III. Über einige Originale Goepperts und neuere Funde.

Von Herrn **R. Kräusel** in Breslau.

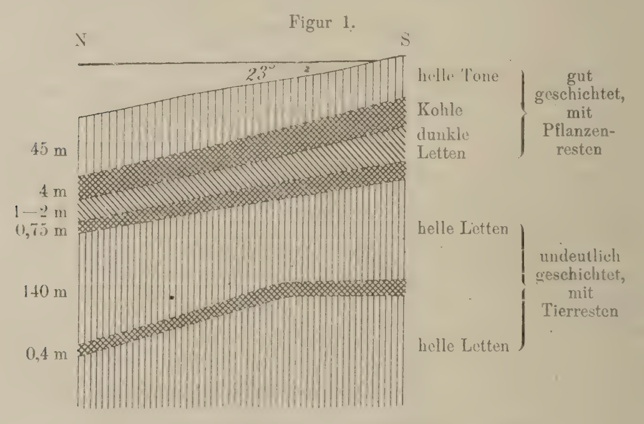
Hierzu Tafel 5—15 und 1 Textfigur.

Bereits früher (20, 21, 22) mußte gelegentlich der Neuuntersuchung der schlesischen Tertiärpflanzen darauf hingewiesen werden, daß die gewonnenen Ergebnisse in mancher Hinsicht noch unvollkommen seien. Infolge des Fehlens zahlreicher Originale GOEPPERT's von Schosnitz und anderen Fundstellen konnte die wahre Stellung dieser Fossilien teilweise nicht sicher gestellt werden. Eine Anzahl solcher »Arten« ungewisser Stellung ist früher genannt worden. Ganz unerwartet ist ein Teil der seit langem verschollenen Stücke, nach denen damals alles Suchen vergeblich war, in einem vergessenen Schrank auf dem Boden des Breslauer Geologischen Instituts zum Vorschein gekommen. Leider haben die Abdrücke, die zum Teil von GOEPPERT bestimmt, aber noch nicht für eine Veröffentlichung benutzt worden sind und von Schosnitz, Dyhernfurth, Maltsch, Striese, Dirschel, Hennersdorf, Muskau, Niederweichau, Grünberg und anderen schlesischen Fundorten stammen, durch Feuchtigkeit im Verein mit einer Jahrzehnte alten Staubschicht arg gelitten, so daß Einzelheiten nur noch mit Lupe oder gar nicht mehr kenntlich sind. Zahlreiche Samen sowie die Originale der »Pilze« der »Flora von Schosnitz« sind völlig wertlos geworden. Viele Stücke kamen daher für photographische Wiedergabe von

vornherein nicht mehr in Frage. Immerhin ist, wie gezeigt werden soll, der Gewinn für unsere Kenntnis der schlesischen Tertiärflora nicht ganz gering anzuschlagen.

Es wurde auch die Erwartung ausgesprochen, daß neue Funde gemacht werden würden. Dies hat sich bewahrheitet. Von der Preußischen Geologischen Landesanstalt erhielt ich Pflanzen von Ruppersdorf bei Strehlen und Wohlau, von Herrn Sanitätsrat Dr. P. Menzel-Dresden solche von Peruschen bei Wohlau. Für ihre bereitwillige Überlassung bin ich den Genannten zu Dank

Figur 1.



Profil des Braunkohlenflözes von Peruschen bei Wohlau.

verpflichtet, namentlich Herrn Dr. Menzel, der anfangs die Absicht hatte, die Flora von Peruschen selbst zu bearbeiten. Die Abdrücke stammen aus dem Hangenden der dortigen, zurzeit leider stillgelegten Braunkohlengrube. Über die geologischen Verhältnisse gibt die kleine mir von Menzel mitgeteilte Profilskizze Auskunft (Textfig. 1). Das Alter der Schichten wird als Miocän angesehen. Dieser Fundort ist ebenso wie die Amtsziegelei von Wohlau von Dittrich (2) genannt worden. Ich selbst habe vergeblich an beiden Orten zu sammeln versucht. Ebenso konnte ich aus den am gleichen Orte namhaft gemachten

Tongruben bei Groß-Wartenberg nichts erhalten. Die Ruppersdorfer Fossilien, die leider recht schlecht erhalten sind, liegen in einer sehr sandigen Tonschicht der Kaolingrube bei Ruppersdorf, über deren geologische Verhältnisse die Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen, Lieferung 210 (Blatt Marienau) von Behr zu vergleichen sind. Sie werden ebenfalls dem Miocän zugewiesen. Das Profil der Wohlauer gleichaltrigen Schichten ist von Dittrich gegeben worden. Die Wohlauer Reste stammen aus der 1 km östlich Wohlau, am Fuße des Kranichberges gelegenen Amtsziegelei und sind von Dr. Haake gesammelt worden.

Einige weitere Stücke von Oppatowitz in Oberschlesien, ebenfalls aus der Geologischen Landesanstalt stammend, liegen in einem feinkörnigen Ton; über die Fundstellen waren nähere geologische Einzelheiten nicht zu ermitteln. Das gleiche gilt von den übrigen Fundorten, von denen vereinzelte Stücke vorliegen.

Der letzte Fundort ist Bluschau. Die Reste liegen in einem sehr feinkörnigen, blaugrauen Tone und wurden in drei bis vier Meter Tiefe in dem bei genanntem Orte gelegenen Bahneinschnitt der Grubenanschlußbahn Annagrube-Olsau gefunden. Die Stücke werden auf den folgenden Seiten in systematischer Reihenfolge beschrieben, die Ergebnisse am Ende zusammengefaßt. Dabei war, sollten Wiederholungen vermieden werden, häufiges Zurückgreifen auf die früheren Veröffentlichungen über die Tertiärflora Schlesiens (20, 21, 22) notwendig, wie ja überhaupt vorliegender wie die früheren »Nachträge« nur als solche im engen Zusammenhang mit der ursprünglichen »Flora« gewertet und benutzt werden können. Diese durch widrige Umstände bedingte Zerreißung des Stoffes wird von niemandem mehr bedauert als dem Verfasser. Hinsichtlich der Bestimmungsmethoden sei auf das früher Gesagte verwiesen. Nur soll noch einmal betont werden, daß es — botanisch wie geologisch — zwecklos ist, gänzlich unbestimmbare Reste als *Phyllithes*- oder *Carpolithes*-»Arten« zu beschreiben. Sie mögen erwähnt und auch abgebildet werden, ihnen einen Namen zu geben, ist überflüssig und vom Übel.

Zahlreiche der beschriebenen Arten sind bereits früher genannt

worden, und da, wie gesagt, die vorliegende Arbeit nicht für sich betrachtet werden soll, konnte auf ausführliche Aufzählung der Synonyma und Literaturhinweise in der Regel verzichtet werden. Sie sind nur soweit berücksichtigt, als dies notwendig schien, um den Zusammenhang mit den früheren Arbeiten herzustellen.

Die Mehrzahl der beschriebenen Arten ist abgebildet; die Lichtbilder sind im Botanischen Laboratorium der Technischen Hochschule hergestellt worden. Für die Erlaubnis hierzu bin ich Herrn Dr. Lingelsheim zu Dank verpflichtet. Manchen wertvollen Ratschlag erhielt ich auch von den Herren Geh. Rat Prof. Dr. Pax-Breslau, Prof. Dr. Cloos-Breslau, Prof. Dr. Gothan-Berlin, Prof. Dr. Winkler-Breslau, San.-Rat Dr. Menzel-Dresden, Dr. Nagel-Berlin und Dr. Bederke-Breslau. Ihnen auch an dieser Stelle jetzt, wo die Bearbeitung der schlesischen Tertiärflora zum vorläufigen Abschluß gekommen ist, noch einmal zu danken, ist mir Bedürfnis.

Beschreibung der Pflanzenreste.

Filices.

Polypodiaceae.

Woodwardia.

Woodwardia Münsteriana (Presl et Sternb.) Kräusel.

Taf. 11, Fig. 2, 6, 7, 8; Taf. 12, Fig. 4.

1919. *Woodwardites Münsterianus* Kräusel, Nachträge Schles. Tertiärfl. I, S. 338, Taf. 17, Fig. 1—5; Taf. 20, Fig. 5; Textfig. 1.

Einige sterile Fiedern dieses Farns aus dem Basalttuff von Hennersdorf bei Jauer sind bereits beschrieben und abgebildet worden. Dagegen fehlten die von Goeppert erwähnten fertilen Sprosse, die nunmehr ebenfalls vorliegen. Sie zeigen den schon geschilderten Bau und Nervenverlauf. In der Regel weisen sie längs der Mittelnerven eine Reihe längsgestreckter Maschen auf, die mitunter, wie dies auch an den sterilen Fiedern festgestellt worden ist, allerdings etwas undeutlich ausgebildet sind (21 339, Taf. 17, Fig. 1—5; Textfig. 1). Dies bestimmte mich, zumal lediglich sterile Reste

vorlagen, zunächst, an dem alten Gattungsnamen *Woodwardites* festzuhalten. Der Bau der Sporangien tragenden Blätter lehrt aber, daß wir die Reste unzweifelhaft der Gattung *Woodwardia* zuweisen können. Die Sori sind länglich, von einander getrennt. In Ausstülpungen der Spreite eingesenkt, liegen sie zu beiden Seiten der Mittelrippe der Fiedern wie der der Fiederchen in zwei parallelen Reihen und werden völlig von dem flächenhaft ausgebreiteten Indusium bedeckt. Die Sporangien sind prachtvoll erhalten, zahlreich, gestielt, rundlich, jedoch höher als breit und mit transversalem Ringe, gehören also dem bekannten, für die Polypodiaceen charakteristischen Typus an. Ihr Durchmesser beträgt 160—200 μ. Sie enthalten zahlreiche, tetraëderförmige, 30—50 μ lange Sporen, die ebenso wie der Bau der Sporangienwandung bei Anwendung der Mazerationsmethode deutlich sichtbar wurden (Taf. 11, Fig. 8; Taf. 12, Fig. 4).

Bau und Anordnung der Sori berechtigen uns im Verein mit dem sonstigen Bau und der Nervatur, die Hennersdorfer Reste nicht nur mit Sicherheit zu *Woodwardia* zu stellen, sondern zeigen auch die enge Übereinstimmung mit *W. virginica* Sm. (+ *W. japonica* Sw.). Es dürfte kaum möglich sein, irgend einen trennenden Unterschied zwischen der lebenden und der fossilen Form zu finden, so daß es nahe liegt, beide auch spezifisch zu vereinigen. Rein praktische Gründe bestimmen mich aber, es bei der alten Artbezeichnung zu belassen. Die allein noch in Frage kommende kanarische Art *W. radicans* (L.) Sw., zu der Goeppert die Reste in Beziehung brachte, besitzt zwischen Sori und Rand stets noch mindestens eine Maschenreihe. Bei sämtlichen Jauerschen Stücken treten aber niemals mehr als zwei Maschenreihen auf, vielmehr sind die Seitenadern zwischen Rand und Sori stets frei.

Eine sterile Fieder aus dem tertiären Ton von Muskau (Lausitz) kann ebenfalls hierher gestellt werden (Taf. 11, Fig. 2). Sie ist ebenfalls ganzrandig und zeigt den gleichen Nervenverlauf. Die gleiche Platte wies neben *Büttneria*-Resten (vergleiche S. 419) noch Fiederchen eines *Pteris*-ähnlichen, aber nicht näher bestimmbaren Farns auf.

W. virginica Sm. lebt als terrestrischer Waldfarn in den Sümpfen des atlantischen Nordamerikas, wo sich sein heutiges Verbreitungsgebiet von Neuschottland bis Florida und Arkansas erstreckt. Kaum zu trennen davon ist nach Diels (1 253) die in Tonkin, Südchina und Japan heimische *W. japonica* Sw., die an den der Untersuchung zugänglichen Exemplaren allerdings stets wenn auch sehr zarte, so doch sehr deutliche, sie von *Woodwardia virginica* unterscheidende Zähnchen aufwies. Doch mögen auch ungezähnte Individuen auftreten. Das getrennte Vorkommen der gleichen Form ist offenbar als Überrest eines früher viel größeren Gebietes zu deuten. Unsere Funde lehren, daß die Art oder eine ihr äußerst nahe stehende im Tertiär auch in Europa heimisch war. Offenbar handelt es sich um eine damals weit verbreitete Pflanze.

Die früher mitgeteilte Diagnose von *Woodwardia Münsteriana* kann nunmehr durch die Charakteristik der fertilen Fiedern erweitert werden. Sie lautet jetzt:

Fiederchen letzter Ordnung breit, länglich, stumpf abgerundet, längs des Mittelnerven der Fieder einen Saum bildend, der von in einer Linie angeordneten Nerven durchlaufen wird. Von diesen ziehen andere nach dem Trennungspunkt der Fiederchen, jedesmal dreieckige Felder bildend. Nerven dichotomisch strauchartig verzweigt, ohne deutliche Mittelrippe, ein ein- bis zweireihiges Maschennetz bildend, von dem die Seitenadern parallel, unverzweigt zum ungezähnten, glatten Blattrande ziehen. Fertile Blätter von gleichem Bau, Sori in den Maschen in zwei parallelen Reihen, länglich, getrennt, eingesenkt, Indusium flächenhaft. Sporangien gestielt rundlich, mit transversalem Ringe, Durchmesser 100—200 μ; Sporen zahlreich, tetraëderförmig, 30—50 μ lang.

Ist dieser tertiäre, zu *Woodwardia* gehörende Farn auch nicht der erste sicher nachgewiesene fossile Rest dieser Gattung, so ist er doch von besonderem Interesse, weil alle bisher beschriebenen Reste zu *Woodwardia radicans* (L.) Sw. in engster Beziehung

stehen. (Vergleiche KRÄUSEL 21 340). Vorliegende Art stellt somit eine für das europäische Tertiär neue Form dar, von der wir zudem als einziger den Bau der Sporangien und Sporen kennen. Denn auch die schönen Wedel der *Woodwardia Roessneriana* (UNG.) HEER von Radoboj und aus der Schweiz besitzen zwar Sori, doch sind die Sporangien selbst nicht beschrieben worden.

Pteris.

Pteris parschlugiana UNG.

Taf. 11, Fig. 1.

Lit. und Syn. siehe FRIEDRICH, Tertiärfl. von Sachsen, S. 74.

Der Basalttuff von Hennersdorf enthält auch Reste eines von dem vorigen sicher verschiedenen Farnes. Leider handelt es sich um eine Anzahl ziemlich schlecht erhaltener, einzelner Fiedern, von denen die größte, der die Spitze fehlt, 4 cm lang und 15 cm breit ist. In Form und Nervatur zeigen die Blättchen völlige Übereinstimmung. Von dem deutlichen, dicken Hauptnerven gehen die eng stehenden Sekundärbündel unter sehr spitzem Winkel ab, der in etwa 2 mm Abstand vom Hauptnerven stumpfer wird, so daß ein nach unten offener, sehr seichter Bogen entsteht. An dieser Stelle, häufig aber schon an der Basis, gabeln sie sich und ziehen parallel zum Rande. Im unteren Teil des Blattes stehen sie sehr eng, nach der Spitze zu etwas weiter und sind häufig noch ein zweites, seltener auch drei Mal verzweigt. Die Ränder laufen parallel, zeigen keine Zähne, der Blattgrund ist verbreitert und schwach gebuchtet.

GOEPPERT hat die Reste zu *Pteris pennaeformis* HEER gestellt, von der sie sich aber durch die Nervatur sofort unterscheiden, ist doch das Hauptmerkmal der HEER'schen Art (12 I 38, Taf. XII, Fig. 1) gerade die nur einmalige Verzweigung der Sekundärnerven. Auch ist der Blattrand gezähnt. *Pteris pennaeformis* wird mit *Pteris cretica* L. verglichen, und ein Vergleich mit dieser lebenden Art lehrt sofort, daß die vorliegenden Reste mit ihr nichts zu tun haben. Dagegen herrscht völlige Übereinstimmung mit *Pteris longifolia* L., einer kosmopolitischen, in den tropischen und

warm gemäßigten Gebieten heimischen Art, die u. a. in Südeuropa und auf den Kanaren auftritt.

Fossil ist die gleiche Form zuerst von Unger aus dem Miocän von Parschlug beschrieben worden (40, Taf. 36, Fig, 6). Auch Heer gibt sie von verschiedenen oligocänen Fundorten der Schweiz an (12 I 38, Taf. XII). Friedrich betont, daß ein Teil der Heer'schen Stücke zu *Pteris pennaeformis* gehört, worin man ihm recht geben muß. Seinen Ausführungen über die Abgrenzung der beiden Arten und ihre systematische Stellung sowie die Unbestimmbarkeit von *Pteris parschlugiana* bei Ludwig (26 66, Taf. II, Fig. 3, 4), und *Pteris satyrorum* und *geniculatum* Ludwig von Salzhausen und Münzenberg ist nichts hinzuzufügen. Friedrich beschreibt die Art (6 74, Taf. 8, Fig. 7; Taf. 9, Fig. 1; 220, Taf. 29, Fig. 20, 21) aus dem sächsischen Unteroligocän in Stücken, die mit den vorliegenden völlig übereinstimmen. Da bisher fertile Reste noch nicht bekannt geworden sind, muß die systematische Stellung der Art noch zweifelhaft bleiben, denn ein ähnlicher Typus der Nervatur kommt auch bei andern Farngattungen vor, wenngleich er sicher bei *Pteris* am ausgeprägtesten ist.

Pteris erosa Lesqu. (25 53, Taf. IV, Fig. 8) aus angeblich eocänen Schichten von Colorado und Neu-Mexico (N. A.) steht der Art äußerst nahe.

Pteris oeningensis Ung.

Taf. II, Fig. 3.

1847. *Pteris oeningensis* Unger, Chloris Protogaea, S. 124, Taf. XXXVII, Fig. 6, 7.
1855/59. » » Heer, Tertiärflora der Schweiz I, S. 39, Taf. XII, Fig. 5; III, Taf. CXLV, Fig. 6.
1869. » » Heer, Mioc. Balt. Fl. S. 53, Taf. XV, Fig. 18.
1880. » » Heer, Fl. foss. arct. VI, S. 9, Taf. III, Fig. 1—4.
1855. *Pteris ruppensis* Heer, Tertiärflora der Schweiz I, S 40, Taf. XII, Fig. 7.
Pteris blechnoides Heer, Tertiärflora der Schweiz I, S. 40, Taf. XII, Fig. 8.
? 1855. *Aspidium Mayeri* Heer, Tertiärflora der Schweiz I, S. 36, Taf XI, Fig. 2.

Auf zahlreichen Grünberger Platten finden sich Bruchstücke sehr kleiner, feiner Farnfiedern, deren letzte Fiederchen nur 4—6 mm lang sind. Das besterhaltene und abgebildete Fiederstück ist bei einer Länge von 4 cm 13 mm breit, tief gelappt,

die Fiederchen bis zum Hauptnerven frei, mit abgerundeter Basis; an kleinen Spitzenstücken die Basen der Fiedern auch verbunden. Die Fiederchen alternieren und gehen unter fast rechtem Winkel vom Hauptnerven ab, sind ganzrandig, lanzettlich abgerundet, die abgerundeten Spitzen durch weite Buchten getrennt. Die Tertiärnerven gabeln sich schon am Grunde, die vordersten sind einfach. Spitzwinklig vom deutlichen Mittelnerven ausgehend, ziehen sie mehr oder weniger parallel zum Rande.

Auch dieser Farn kann zu *Pteris* gestellt werden und ähnelt am meisten *Pteris aquilina* L., einer in Europa, Nordasien und den atlantischen Inseln weitverbreiteten Art. Fossil ist die Form zuerst von UNGER beschrieben worden als *Pteris oeningensis* (**40** 124, Taf. XXXVII, Fig. 6, 7) aus dem Schweizer Tertiär. HEER hat sie dann daselbst von den verschiedensten, teils miocänen, teils oligocänen Fundorten nachgewiesen (**12** I 39, Taf. XII, Fig. 5; III, Taf. CXLV, Fig. 6), denn seine Arten *Pteris ruppensis* (**12** I 40, Taf. XII, Fig. 7) und *Pteris blechnoides* (ebenda f. 8) sind, worauf HEER schon selbst hinweist, damit zu vereinigen. Ob dies auch von *Aspidium Mayeri* HEER gilt (**12** 36, Taf. XI, Fig. 2), ist ohne Kenntnis des Originals nicht zu sagen.

Ganz gute Bilder gibt HEER auch an anderer Stelle (**13**, Taf. XV, Fig. 18; **17**, Taf. III, Fig. 1—4). Danach tritt die Form also auch im Oligocän des Samlandes wie im Miocän Spitzbergens auf.

Die gleiche Art nennt GOEPPERT auch für Grünberg. Das Original ist leider nicht mehr vorhanden (**9** 27).

Hydropterides.

Salviniaceae.

Salvinia.

Salvinia Mildeana GOEPP.

1919. *Salvinia Mildeana* KRÄUSEL, Pflanzen schles. Tert., S. 146.

Wenn auch schon GOEPPERT's Abbildungen die Zugehörigkeit dieses Wasserfarns zur Schosnitzer Flora erkennen ließen, ist es doch von Interesse, dies durch die nunmehr wiedergefundenen

Originale bestätigt zu sehen. Es liegen acht einzelne Blättchen vor, die, wenn auch leider nur sehr undeutlich, die charakteristische Nervatur der *Salvinia*-Blätter erkennen lassen. Durchweg sind die Blätter größer als die der lebenden *Salvinia natans* L. Dies scheint bei den fossilen Formen die Regel zu sein und gilt z. B. ebenso von *Salvinia cordata* Ett. (4 I 94, Taf. II, Fig. 19, 20).

Ob es tatsächlich möglich ist, nach Blattform und Größe hier verschiedene Formenkreise aufzustellen, scheint sehr fraglich, denn, wenn wir von der Größe absehen, lassen sie sich alle mit *Salvinia natans* L. vergleichen. Wir werden uns mit der Erkenntnis begnügen müssen, daß im Tertiär bis weit ins Miocän eine oder mehrere großblättrige *Salvinia*-Arten gelebt haben, die wir dann aber nach den vorliegenden Resten nicht sicher voneinander unterscheiden können.[1])

Gymnospermae.

Pinaceae.

Abietineae.

Pinus.

Pinus Thomasiana (Goepp.) E. Reichenb.

1919. *Pinus Thomasiana* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 115, Taf. 10. Fig. 29 u. 30.

Von Dirschel liegt der Hohldruck eines Kiefernzapfens vor, der im Bau der Apophyse mit den als *Pinus Thomasiana* beschriebenen Zapfen aus der Braunkohle völlig übereinstimmt. Bei der mangelhaften Erhaltung ist eine wirklich sichere Bestimmung indessen kaum möglich.

Auch ein Zapfen von Tiefenfurt bei Görlitz kann nicht näher bestimmt werden.

[1]) Man vergleiche die Aufzählung der fossilen *Salvinia*arten durch Florin (Florin, R., Eine Übersicht der fossilen *Salvinia*arten, Bull. Geol. Inst. Upsala XVI, 1919).

Taxodieae.

Taxodium.

Taxodium distichum miocenicum Heer.

Taf. 9, Fig. 3.

1919. *Taxodium distichum miocenicum* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 104, Taf. 10, Fig. 14, 15, 17—21; Taf. 12, Fig. 23. Nachträge I, S. 352, Taf. 19, Fig. 3; Taf. 20, Fig. 6.

Hierher können einige kleine Zweigstücke von Wohlau und Maltsch gestellt werden, deren Zartheit und Blattinsertion sie deutlich von *Sequoia Langsdorfii* (Brgt.) Heer unterscheiden. Der Bau der Epidermis entspricht ganz *Taxodium distichum* (L.) Rich. In Peruschen fehlt die Form vollkommen.

Glyptostrobus.

Glyptostrobus europaeus Heer.

Taf. 7, Fig. 7; Taf. 13, Fig. 5.

1919. *Glyptostrobus europaeus* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 111, Taf. 10, Fig. 28; Taf. 11, Fig. 1; Taf. 25, Fig. 8.

Typische *Glyptostrobus*-Zapfen fehlten bisher, und auch die Bestimmung einiger steriler Zweige mit schuppenförmigen Blättern von Striese und Oppatowitz muß zweifelhaft bleiben, wenngleich die sehr gedrängte Stellung der Blättchen stärker ausgeprägt ist, als man es bei *Taxodium* beobachten kann.

Einige Zapfenreste von Peruschen sowie ein Zapfen von Wersingawe können hierhergestellt werden. Zwar sind sie nicht vollkommen erhalten, lassen aber immerhin die Form sowie den charakteristischen Bau der Schuppen erkennen. Sie sind am Grunde stumpf, verkehrt eiförmig; die Schuppen decken sich dachziegelartig und sind gegen die Basis keilförmig verschmälert. Ihr vorderer Rand ist abgerundet und die Deckschuppe deutlich seicht gefurcht, die einen kleinen hakenförmigen Fortsatz trägt. Damit gleichen die Reste völlig den von v. Ettingshausen als *Glyptostrobus bilinicus* beschriebenen Zapfen, die aber, wie bereits von verschiedenen Autoren hervorgehoben worden ist, von *Glyptostrobus europaeus* Heer nicht zu trennen sind (Taf. 13, Fig. 5).

Damit sind zum ersten Male auch die Fruchtreste dieser weitverbreiteten Tertiärpflanze für das schlesische Tertiär nachgewiesen, denn einige schlecht erhaltene Abdrücke von Damratsch können zwar der Form nach vielleicht hierher gehören, lassen aber keinerlei Einzelheiten mehr erkennen.

Die bei der Besprechung der *Widdringtonia*-Reste erwähnten kleinen Zweige gehören höchstwahrscheinlich auch zu *Glyptostrobus*, Form und Bau der Epidermis stimmen mit dem lebenden *Glyptostrobus heterophyllus* Endl. vollkommen überein. Ähnliche sterile Zweigreste mit schuppenförmigen Nadeln liegen von Oppatowitz und Striese vor, letztere zum Teil von Goeppert als *Cupressites racemosus* bezeichnet. Daß dieser mit ebensolchem Recht als zu *Glyptostrobus* gehörend angesehen werden kann, ist bereits betont worden. Die sehr gedrängte Stellung der Blättchen ist viel stärker ausgeprägt, als es bei dem lebenden *Taxodium* jemals beobachtet werden konnte.

Sequoia.

Sequoia Langsdorfii (Brgt.) Heer.

Taf. 13, Fig. 6.

1919. *Sequoia Langsdorfii* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 109, Taf. 10. Fig. 16, 22–24. Nachträge I, S. 352, Taf. 19, Fig. 1, 2; Textfig. 6.

Eine Anzahl steriler, benadelter Zweige von Peruschen fallen durch die auch bei den kleineren von ihnen recht breiten Nadeln auf, die zum Teil fast rechtwinklig abstehen, vorn abgerundet sind und in eine feine Spitze enden. Am Grunde verschmälert, laufen sie an der Insertionsstelle tief herab, zum größten Teil schräg, so daß die Zweigachse ein deutlich gekerbtes Aussehen erhält. Dadurch unterscheiden sich die Reste sofort von den im übrigen recht ähnlichen *Taxodium*-Zweigen, sie gehören vielmehr zu *Sequoia Langsdorfii* (Brgt.) Heer. Zweige der Sumpfcypresse fehlen unter den Pflanzen von Peruschen merkwürdigerweise vollkommen.

Taxodioxylon.

Taxodioxylon sequoianum Goth.

Taf. 10, Fig. 5.

1919. *Taxodioxylon sequoianum* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 285, Taf. 19, Fig. 2, 4; Taf. 20, Fig. 8, 9; Taf. 22, Fig. 3; Textfig. 55—61. Nachträge II, S. 419 u. f., Taf. 30, Fig. 4, 5;. Taf. 31, Fig. 1—5; Taf. 33, Fig. 1, 2, 4; Taf. 37, Fig. 1, 2.

Im Ton der Wohlauer Amtsziegelei fand sich ein Lignitstück mit schön erhaltenen Jahresringen, deren Verlauf auf einen Stamm von beträchtlichem Durchmesser schließen läßt. Er zeigt Wurzelholzbau; das Herbstholz ist nur wenige Zellagen dick, sodaß mitunter die Jahresringgrenze kaum erkennbar ist. Überall sind Harzparenchymzellen verstreut, dagegen fehlen Harzgänge mit Ausnahme eines Jahresringes. Hier finden wir im Herbstholz zahlreiche, sehr kleine, tangential gereihte Harzgänge, die ihre anormale Natur deutlich zur Schau tragen. Es liegt eine typische Wundholzbildung vor. Die radialen Hoftüpfel sind rund, stehen zerstreut in ein oder zwei Reihen. Häufige Spiralstreifung täuscht stellenweise echte Spiralverdickung vor. Die Wände der Markstrahlen sind glatt, nur selten die horizontalen schwach getüpfelt, auf dem Kreuzungsfelde stehen zwei bis vier taxodioide Tüpfel. Tangential sind sie stets einschichtig, horizontale Markstrahlen fehlen also vollkommen. Tangentialtüpfel sind vorhanden, die Querwände der Harzparenchymzellen nicht deutlich erkennbar. Wo sie sichtbar sind, sind sie glatt.

Es handelt sich um ein typisches *Taxodioxylon*, dessen spezifische Stellung durch das Auftreten der Harzgänge bestimmt wird. Wie bereits gezeigt worden ist, finden sich solche bei *Sequoia sempervirens* Endl. und dem dieser entsprechenden *Taxodioxylon sequoianum* Goth., wohin das vorliegende Fossil mit Sicherheit gestellt werden kann.

Cupressineae.

Libocedrus.

Libocedrus salicornioides (Ung.) Heer.

Taf. 10, Fig. 1, 2, 6, 7, 8, 9.

1919. *Libocedrus salicornioides* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 112, Taf. 10, Fig. 26, 27. Nachträge I, S. 354, Taf. 19, Fig. 4—6; Taf. 20, Fig. 1—3; Textfig. 8.

Diese schöne, leicht kenntliche Pflanze war in wenigen Stücken schon von Schosnitz bekannt, später habe ich sie auch für Kokoschütz nachgewiesen und konnte gleichzeitig den Bau der Epidermis beschreiben. Die Kokoschützer Schuppe zeichnete sich durch ihre auffallende Größe aus. Das gilt auch für einige weitere Stücke aus dem Ton von Schosnitz, die sehr gut erhalten sind und sowohl die Form der Schuppen wie die Verzweigung sehr gut erkennen lassen. Ihre Höhe beträgt bis 19 mm. Auch hier war die Blattsubstanz erhalten; es gelang nicht nur, die Epidermis eines ganzen, 12 mm hohen und 8 mm breiten Blattes zu präparieren, sondern auch die Hauptgefäßbündel in schönster Erhaltung einzubetten (Taf. 10, Fig. 1, 2, 6—9). Drei an der Blattbasis sich vereinigende Nerven durchziehen das Blatt, wie es auch bei *Libocedrus chilensis* (Don.) Endl. der Fall ist. In anatomischer Hinsicht herrscht Übereinstimmung mit dem Kokoschützer Stück. Dies gilt auch vom Bau der Spaltöffnungen. Auch die merkwürdigen Papillen treten, allerdings seltener, auf, sie sind besonders an einigen mit Saffranin gefärbten Epidermen schön sichtbar. Sie sind auf der Oberseite, von der die Abbildungen stammen, seltener als auf der Unterseite. Je zahlreicher die Spaltöffnungen sind, die ja auf der Oberseite nur vereinzelt auftreten, um so häufiger sind auch die Papillen, daher ihre große Zahl auf den früher gegebenen Bildern. Besonders hingewiesen wurde bereits auf die eigenartig »geschlängelten« Zellwände der Epidermiszellen, die auch von den Kutikeln anderer Koniferen wie *Ammozamites gracilis* Nath. und *Baiera Münsterana* Presl beschrieben worden sind.

Es wurde bereits die Vermutung ausgesprochen, daß es sich hier um eine nachträgliche Quellungserscheinung handelt. Die vorliegenden Präparate erweisen dies als richtig. Einige von ihnen zeigen den gleichen Erhaltungszustand der sehr dicken Zellwände wie die früher beschriebenen. Andere dagegen lassen viel dünnere, mehr oder weniger glatte, deutlich getüpfelte Wände erkennen (Taf. 10, Fig. 1, 2). Der Übergang von einem zum andern ließ

sich genau verfolgen. Die Membranen werden, wohl infolge Quellung, dicker und gewellt, dies führt schließlich zu Rissen in der Oberflächenhaut, so daß sich das früher beschriebene eigenartige Bild ergibt. Diese Risse schließen sich stets eng an die Tüpfel an, das ganze ist also vielleicht eine ähnliche Erscheinung wie die Ausbildung der Spiralstreifung in den Tracheiden des Koniferenholzes, die ja auch mit den Tüpfeln in engem Zusammenhange steht. Vielleicht ist also die von GOTHAN beschriebene gleiche Struktur der beiden genannten, älteren Koniferen auf gleiche Ursachen zurückzuführen und nicht als charakteristisches Merkmal anzusehen.

Über die systematische Stellung dieses in vielen Tertiärablagerungen äußerst häufigen Nadelbaumes ist bereits gesprochen worden; danach stehen ihm *Libocedrus chilensis* ENDL. und *L. decurrens* TORR. recht nahe, zeigen aber in der Form sowohl wie im anatomischen Bau einige Unterschiede. Auch JABLONSKY (19) weist auf Ähnlichkeiten mit beiden lebenden Arten hin und schreibt dem Fossil eine Mittelstellung zu. Trotz enger Beziehung ist es aber nicht möglich, die fossile Form mit einer der lebenden Arten zu vereinigen; allein die Größe der Blätter wie der anatomische Bau der Epidermis machen dies unmöglich. Die tertiäre Form ist demnach heute ausgestorben.

Widdringtonia.

cf. Widdringtonia helvetica HEER.

Taf. 13, Fig. 1, 2, 3, 4.

1855. *Widdringtonia helvetica* HEER, Tertiärflora der Schweiz I, S. 48, Taf. XIV, Fig. 2—17.

1910. cf. » » MENZEL, Pflanzenreste aus dem Posener Ton, S. 174, Taf. 12, Fig. 5, 6; Taf. 14, Fig. 1b; Taf. 15, Fig. 2, 4, 7.

Sehr häufig finden sich im Peruschener Ton die Abdrücke kleiner Zapfen. Teils sind es einzelne Zapfenschuppen, teils ganze, wohlerhaltene, geschlossene oder klaffende, 14—20 mm hohe Zapfen, die aus vier holzigen, aber verhältnismäßig schmalen Schuppen

bestehen. Mazeration ließ langgestreckte, verholzte Zellen erkennen, darunter zerstreut auch stark verdickte, getüpfelte Stereiden. Die einwärts gerichtete Schuppenspitze ist oft zu einem kleinen, spitzen Schnabel verlängert. Samen waren in den Zapfen nicht mehr kenntlich, ob einzelne isolierte Hohldrücke solcher vielleicht hierher gehören, muß dahingestellt bleiben.

Die Fruchtreste erinnern an Koniferen, unter denen *Callitris* und *Widdringtonia* recht ähnliche Zapfen besitzen. Bei der ersten Gattung sind die Schuppen auf dem Rücken gekielt; dies gilt auch von mehreren der fossilen, die Dicke der holzigen Schuppen wiederum erinnert mehr an *Widdringtonia*. Indessen fehlt ihnen ausnahmslos die kurze Stachelspitze unterhalb der Spitze. Es ist daher nicht möglich, die Reste einer bestimmten Gattung zuzuweisen.

Die gleichen Zapfen hat Menzel als cf. *Widdringtonia helvetica* Heer aus dem Posener Flammenton beschrieben (30 174, Taf. 12, Taf. 14, Taf. 15). Sie zeigen in der Tat weitgehende Übereinstimmung mit den Bildern der Schweizer Tertiärflora. Da aber Zweigreste fehlen, hält er auch eine andere Stellung der Reste für möglich. Auch in Peruschen finden sie sich stets von den Zweigen losgelöst, wenngleich auffällt, daß gerade in ihrer Nähe häufig kleine Koniferenzweige liegen, die auf den allermeisten übrigen Platten fehlen. Sie besitzen kleine, mehr oder weniger angedrückte, schuppenförmige Blätter, die oben elliptisch abgerundet sind, in spiraliger Anordnung. Sie können danach zu *Widdringtonia helvetica* gehören, sicher ist dies aber nicht. Mit Recht hebt Menzel (27 100,) hervor, daß nur sterile Ästchen, deren Nadeln in zweizähligen, dekussierten Wirteln stehen, mit Bestimmtheit als zu *Widdringtonia helvetica* gehörend angesprochen werden können, da im anderen Falle ebensogut *Glyptostrobus* in Frage kommt. Heer glaubt, daß dieser durch den Besitz gekielter Blätter ausgezeichnet ist. Danach müssen eine Anzahl der Peruschener Zweige zu dieser Gattung, deren Zapfen ebenfalls vorliegen, gestellt werden. Dem entspricht der an *Taxodium* gemahnende Bau der Epidermis. *Widdringtonia cupressoides* Endl besitzt ganz

anders gebaute Nadeln mit zahlreichen geraden Reihen sehr kleiner Spaltöffnungen, die vielmehr an *Taxaceen* anklingen.

Vorsichtige Bestimmung muß also auch hier bei der Zuweisung der Zapfen zu *Widdringtonia helvetica* HEER einen gewissen Vorbehalt machen, wenngleich ich überzeugt bin, daß sie berechtigt ist, wie u. a. der innere Bau der Zapfenschuppen lehrt. Dagegen scheint es nicht richtig, dann die tertiäre *Widdringtonia* mit irgend einer lebenden Form zu identifizieren; es ist richtiger, sie als heut ausgestorbene Mittelform anzusehen, die Beziehungen zu verschiedenen lebenden Pflanzen aufweist. Am nächsten steht ihr allerdings *Widdringtonia cupressoides* ENDL. aus Südafrika[1]).

Monokotyledonae.

Bestimmbare Monokotyledonenreste liegen nicht vor. Hierunter fällt auch das Original von GOEPPERT's *Caulinites laevis* von Striese. Vermutlich gehört das Bruchstück zu *Amesoneuron Noeggerathiae* GOEPP., eine Pflanze, die sich fast auf jedem der zahlreichen Platten von Striese und Wersingawe im Verein mit *Büttneria aequalifolia* (GOEPP.) FR. MEY. findet. Auch auf einigen Platten von Grünberg und Niederweichau treten ähnliche Abdrücke im Verein mit monokotylen Blattresten auf, unter denen die vom letztgenannten Orte durch ihre Größe auffallen. Sie sind über 10 cm breit und werden von sehr feinen und zahlreichen parallelen, gleichstarken Nerven, etwa drei bis fünf auf den mm, durchzogen. Stärkere Nerven wie bei *Amesoneuron* sowie Queranastomosen fehlen (Taf. 11, Fig. 5).

Über die systematische Stellung der Reste kann nichts Sicheres gesagt werden. Wenn vermutungsweise behauptet wird, daß es

[1]) Man vergleiche hierzu wie bezüglich der systematischen Stellung und der Benennung der übrigen, hier behandelten Koniferenreste die neusten Ausführungen SEWARDS (SEWARD, A. C., Fossil Plants IV, Ginkgoales, Coniferales, Gnetales, Cambridge, 1919). Sie waren mir erst zugänglich, als die vorliegende Arbeit bereits im Druck war, so daß eine eingehendere Berücksichtigung und Stellungnahme dazu nicht mehr möglich war.

sich vielleicht auch hier um einen Palmenrest handelt, so stützt sich dies auf folgende Eigentümlichkeit. Die Blätter weisen an verschiedenen Stellen unregelmäßige Risse und Höcker auf, wie sie in ganz ähnlicher Weise auch an alten, absterbenden, zerfaserten Palmenblättern durch Zerreißen der Blattbündel verursacht werden. Doch findet sich die gleiche Erscheinung wohl auch in anderen Pflanzengruppen.

Ähnliche parallelnervige Blattreste sind häufig und unter den verschiedensten Namen beschrieben worden; es hieße aber ein müßiges Beginnen, hier »*Synonyma*« aufsuchen zu wollen.

Dikotyledonae.

Salicaceae.

Salix.

Salix varians Goepp.

Taf. 5, Fig. 3; Taf. 8, Fig. 8.

1919. *Salix varians* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 150, Taf. 13, Fig. 1, 4, 5, 8, 12, 14, 15.
1859. *Salix Lavateri* Heer, Tertiärflora der Schweiz II, S. 28, Taf. LXVI, Fig. 1—12.
1859. *Salix Hartigi* Heer, Tertiärflora der Schweiz II, S. 29, Taf. LXVI, Fig. 13.
1859. *Salix cordato-lanceolata* Heer, Tertiärflora der Schweiz II, S. 30, Taf. LXVIII, Fig. 5.
?1859. *Salix macrophylla* Heer, Tertiärflora der Schweiz II, S. 29, Taf. LVII.

Als *Salix varians* konnten eine ganze Reihe Goeppert'scher Weidenarten von Schosnitz zu einem stark variierenden Formenkreis zusammengefaßt werden, die durch zahlreiche Übergänge miteinander verbunden sind. Die gleichen Blattformen finden wir bei *Salix fragilis* L. und *Salix triandra* L., ohne daß damit die Identität des tertiären Formenkreises mit einer dieser beiden behauptet werden soll, worauf bereits früher hingewiesen worden ist. Es liegen nunmehr eine Reihe weiterer Weidenblätter vor, die die Variabilität dieses Formenkreises erneut beweisen. Sie sind zum Teil von Goeppert ursprünglich als *Salix varians* bezeichnet, dann aber von ihm unter dem Einfluß der Heer'schen Arbeiten mit gewissen Arten dieses Autors aus dem Schweizer Tertiär vereinigt worden.

So hat GOEPPERT das auf Taf. 8, Fig. 8 abgebildete Blatt als *Salix angusta* A. BR. bezeichnet. Die von HEER (12 II 30, Taf. LXIX, Fig. 1—11) unter diesem Namen beschriebenen Schweizer Blätter gehören aber den ganzrandigen Weiden an und sind, wie dargelegt worden ist, mit *Salix longa* A. BR. zu vereinigen. Unser Blatt besitzt dagegen einen sehr fein gezähnten Blattrand, eine lange Spitze und breite, abgerundete Basis; die Nervatur ist die der *Salix varians*. Damit herrscht völlige Übereinstimmung mit HEER's *Salix Lavateri* (12 II 28, Taf. LXVI, Fig. 1—12), von der schon HEER zugibt, daß sie kaum von *Salix varians* zu trennen ist. Als einzige Unterschiede nennt HEER die fast parallelen Blattseiten und die geringe Breite der Blätter. Beide Merkmale sind wertlos; man findet solche Formen nicht nur bei *Salix triandra* und *fragilis* sondern auch unter den Schosnitzer Weiden gemeinsam mit breiteren Blättern und allen möglichen Zwischenstufen.

In einigen weiteren Blättern vom gleichen Orte hat GOEPPERT ganz richtig HEER's *Salix Hartigi* (12 29, Taf. LXVI, Fig. 13), *Salix cordato-lanceolata* A. BR. (12 30, Taf. LXVIII, Fig. 5) und *macrophylla* (12 29, Taf. LVII) erkannt. Die erste soll von *Salix Lavateri* HEER nur durch den Mangel einer langen Spitze, die zweite durch die Ausbuchtung des Blattgrundes getrennt sein, zwei Merkmale, deren Bedeutung HEER selbst nicht für sehr groß hält. Für beide Formen gilt das oben Gesagte.

Salix macrophylla HEER schließlich unterscheidet sich von typischen Blättern der *Salix varians* GOEPP. lediglich durch die Größe. In der Tat ist kaum einzusehen, wodurch ein »kleines« *macrophylla*-Blatt von einem »großen« *Wimmeriana*-Blatt getrennt werden soll. Das ist schlechterdings unmöglich. Beide stellen nur verschieden große Blätter von im übrigen völlig gleichem Bau und gleicher Form dar. Demnach ist es vielleicht angebracht, *Salix macrophylla* HEER als besondere Form, wenn man will, als Unterform der *varians*-Gruppe beizubehalten, in der die größten Blätter dieser Art unterzubringen sind. Man wird hierzu besonders dadurch berechtigt, daß bei den mit *Salix varians* GOEPP. ver-

glichenen lebenden Weiden wie allerdings, soweit das zugängliche Material beurteilen läßt, auch allen übrigen rezenten Arten derartig große Blätter nicht vorkommen. Die größte, bei *Salix triandra* L. beobachtete Länge betrug 28 cm. *Salix macrophylla* Heer ist danach wahrscheinlich eine ausgestorbene Form. Das gilt aber vielleicht auch für *Salix varians* Goepp., wenigstens lassen die Blütenverhältnisse der tertiären Weiden, soweit sie bekannt sind, diese Annahme zu. Die Frage, ob *Salix macrophylla* und *Salix varians* eine oder mehrere Arten in botanischem Sinne darstellen oder nicht, ist daher nicht zu lösen, so lange wir über ihren Blütenbau nichts wissen.

Auch auf einigen Platten von Striese finden sich 16—24 cm messende Weidenblätter, die man zu *Salix macrophylla* oder *Salix varians* stellen kann. Von Goeppert sind sie als *Salix Wimmeriana* bezeichnet worden und zwar vor dem Erscheinen der Tertiärflora der Schweiz. Später hat er ganz gleiche Blätter als *Salix macrophylla* angesprochen. Daraus geht die Unmöglichkeit, beide »Arten« gegeneinander abzugrenzen, klar hervor.

Unter den Ruppersdorfer Fossilien ist die Gattung *Salix* durch zwei Blätter vertreten, die im Bau eng übereinstimmen. Nur das eine ist besser erhalten (Taf. 5, Fig. 3). Es stellt ein 4 cm langes, schmal lanzettliches Blatt dar, das sich nach beiden Seiten allmählich verschmälert, und wird von einem kräftigen, sanft gebogenen Mittelnerv durchzogen. Die Basis ist schmal, kaum gerundet, stumpf, keilförmig, die Spitze abgebrochen. Die zahlreichen Sekundärnerven stehen dicht, genähert, wechselständig und ziehen bogenförmig zum Rande, wo sie camptodrom enden. Die unteren sind steiler und auch länger, dem Rande fast parallel. Zuweilen treten auch verkürzte Sekundärnerven auf. Die sehr zarten Tertiärnerven bilden bogenförmige Queranastomosen zwischen den Sekundärbündeln. Der Blattrand ist leider nur unvollkommen erhalten, er scheint aber engstehende, kleine Zähne zu besitzen. Damit stimmen sie ganz mit *Salix acutissima* Goepp. überein, gehören demnach auch in den Formenkreis der *Salix varians*.

Hierher gehört wahrscheinlich auch ein als *Quercus elongata* Goepp. bezeichnetes Blatt von Striese.

Salix longa A. BR.

Taf. 8, Fig. 1, 3.

1919. *Salix longa* KRÄUSEL, Pflanzen schles. Tert., S. 153, Taf. 13, Fig. 2, 6, 13, 16.
1852. *Salix linearifolia* GOEPPERT, Fl. v. Schosnitz, S. 27, Taf. XX, Fig. 6, 7.
1919. » » KRÄUSEL, Pflanzen schles. Tert., S. 153.

Abgrenzung und Charakteristik des hier als *Salix longa* A. BR. bezeichneten Formenkreises ist bereits behandelt worden. GOEPPERT hat ein Schosnitzer, 50 mm langes und 7 mm breites, ganzrandiges Blatt als *Salix angustissima* bezeichnet (Taf. 8, Fig. 3), das von den kleinen Blättern der *Salix longa* nicht zu unterscheiden ist. Von *Salix angusta* in dem angegebenen eingeschränkten Umfange unterscheidet es sich durch die steil aufsteigenden, bogenförmigen Sekundärnerven.

Das gleiche Merkmal zeichnet *Salix linearifolia* GOEPP. aus. Diese wurde von GOEPPERT mit *Salix Humboldtiana* WILLD. in Verbindung gebracht, was angesichts des Baues sämtlicher von Schosnitz vorliegender Blütenreste und nach GOEPPERT's Abbildung recht gut möglich schien. Die Art ist daher zunächst beibehalten worden (20 153). Das von GOEPPERT abgebildete Original (8, Taf. XX, Fig. 6, 7; hier Taf. 8, Fig. 1) sowie ein zweites Stück liegen nunmehr vor. Da zeigt sich zunächst, daß das Bild ungenau, weil aus Druck und Gegendruck kombiniert, ist. In Wahrheit laufen die Sekundärnerven viel steiler bogenförmig, als es die Abbildung zeigt, in der die Zuspitzung des Blattes stark übertrieben ist. Der Zeichner hat übersehen, daß die Gestalt hier durch teilweises Zusammenklappen des Blattes bedingt ist. Auch ist der Rand des Originals nicht gezähnt, sondern völlig glatt. Damit gleicht der Abbdruck völlig kleinen Blättern der *Salix longifolia* MÜHLB. und kann somit zu *Salix longa* A. BR. gestellt werden.

Das zweite von GOEPPERT selbst als *Salix linearifolia* bestimmte Blatt (Taf. 8, Fig. 7) ist von dem ersten sicher verschieden. Leider ist es ziemlich schlecht erhalten, deutlich erkennt man die feinen Zähne des Randes. *Salix Humboldtiana* besitzt in der Tat ähnliche Blätter. Dennoch wäre es falsch, einzig auf dieses eine, mangelhaft erhaltene Fossil eine eigne Art begründen

zu wollen. Auch die etwas breitere Gestalt gibt zu denken; es kann sich ebensogut um ein junges Blatt der *Salix varians* handeln. Es ist als unsicher von der Bestimmung auszuschließen.

Daraus folgt, daß *Salix linearifolia* Goepp. als Art aus der Tertiärflora Schlesiens zu streichen ist.

Populus.

Populus balsamoides Goepp.

Taf. 5, Fig. 5.

1919. *Populus balsamoides* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 157, Taf. 14, Fig. 17, 19; Taf. 16, Fig. 15.

Ein sehr unvollkommen erhaltenes, aber bestimmbares Blatt mit fast glattem, an einer Stelle mit groben Zähnen besetztem Rande liegt von Ruppersdorf vor. Der gerade Hauptnerv ist sehr breit; von ihm entspringen in großen Abständen und nach oben zu steiler werdenden Winkeln die wechselständigen Sekundärnerven, die, gerade oder nach dem Ende zu nach oben gebogen, sich vor dem Rande teilen und anastomosieren.

Dieses große, rundliche Blatt stimmt völlig mit Goeppert's *Populus balsamoides* überein; man vergleiche es namentlich mit Taf. XVI, Fig. 5 der Flora von Schosnitz.

Die Originalstücke von *Populites platyphyllos* Goepp. aus Striese lehren, daß die früher erfolgte Vereinigung mit *Populus balsamoides* Goepp. zu Recht besteht.

Populus crenata Kräusel.

Taf. 9, Fig. 7.

1919. *Populus crenata* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 159, Taf. 14, Fig. 18.

In dem Verlauf der Blattnerven stimmen mit dem vorigen einige Wohlauer Blätter überein, unterscheiden sich jedoch im übrigen davon schon durch ihre Form. So hoch wie breit (60 × 55 mm), im ganzen von rundlicher Gestalt, weisen sie einen gebuchteten, stumpflich gezähnten Rand auf, zu dem von dem geraden Mittelnerv alternierende, fast gegenständige, gerade, steile Sekundärnerven hinziehen. Die untersten entspringen unter spitzem Winkel an der Basis, sind im oberen Teil aufwärts gebogen und

entsenden nach außen ganz entsprechende Tertiärnerven, die sich wie die Sekundärbündel am Rande in Nervillen auflösen und camptodrom verbunden sind. Dazwischen verlaufen mehr oder weniger gerade Queranastomosen, ein feines Nervillennetz einschließend. Die Spitze fehlt dem Blatt, dessen unterster Teil umgeschlagen ist.

Diese Blattform, der wir bei der lebenden *Populus tremula* L. begegnen, ist als *Populus crenata* UNG. bereits für das schlesische Tertiär nachgewiesen worden.

Myricaceae.

Myrica.

Myrica sp.

Taf. 7, Fig. 10.

1919. KRÄUSEL, Pflanzen schles. Tert, S. 176; Nachträge I, S. 357.

Zu dieser Gattung rechnet GOEPPERT außer einem Blütenkätzchen und zwei Früchtchen eine Anzahl Blätter, unter denen er fünf Arten unterscheiden zu können glaubte. Allerdings bezeichnete er sie selbst schon als zum Teil recht zweifelhaft. Seine *Myrica*arten gehören zu denjenigen Resten der Schosnitzer Flora, über die angesichts des Fehlens der Originalstücke mit Ausnahme von *Myrica salicifolia* GOEPP. kein sicheres Urteil möglich war. Daß die Gattung in Schosnitz aber dennoch vertreten ist, konnte allerdings nachgewiesen werden, da wenigstens die eine kleine Frucht und vielleicht auch ein Blütenstand als hierher gehörend erkannt wurden.

Ein Teil der Originale liegt nunmehr vor, darunter das größere, zu *Myrica salicifolia* GOEPP. gestellte Blatt. Schon GOEPPERT's Abbildung (8 Taf. XXVI, Fig. 26) ermöglicht es zu erkennen, daß wir es hier mit *Pterocarya castaneaefolia* (GOEPP.) MENZEL zu tun haben. Wir kommen darauf noch zurück (vergl. Seite 392). Dies gilt aber nicht von einem zweiten, ebenfalls von GOEPPERT selbst bestimmten, aber nicht abgebildeten Abdruck. Das Blatt ist ganzrandig (Taf. 7, Fig. 10), breit lanzettlich, mit spitz abgerundeter, verschmälerter Basis und scheint sich nach vorne allmählich

weidenblattähnlich zuzuspitzen. Die Spitze ist nicht erhalten; das 10 mm breite Bruchstück ist 23 mm lang und wird von einem sehr kräftigen Mittelnerven durchzogen, von dem engstehende, alternierende oder fast opponierte, stark aufwärts gekrümmte Sekundärnerven zum Rande ziehen. Dicht vor dem Rande sind sie bogenförmig anastomosierend. Verkürzte, dann mit den Tertiärnerven verbundene Sekundärnerven sind nicht selten. Die mehr oder weniger geraden, fast senkrecht abzweigenden tertiären Nerven schließen ein feines Nervillennetz ein, dessen scharfe Ausbildung wie die übrige Erhaltung auf eine lederartige Beschaffenheit des Blattes schließen lassen.

Dieser Blattbau ist in der Tat recht *Myrica*-ähnlich, wenngleich die Durchsicht des zur Verfügung stehenden rezenten Materials keine Art ergab, mit der das vorliegende Fossil identifiziert werden könnte. Am ehesten käme ein Vergleich mit der abessinischen *Myrica salicifolia* Hochst. in Frage. Das Blatt ist auch viel zu unvollkommen erhalten, um darauf eine Art begründen zu können, es wird daher am besten als *Myrica* sp. bezeichnet.

Das Originalstück von *Myrica subintegra* Goepp. gehört zu denjenigen Abdrücken, die durch Staub und Feuchtigkeit fast unkenntlich geworden sind (Taf. 7, Fig. 8) und weniger erkennen lassen, als Goeppert's Zeichnung bietet. Nicht einmal der Verlauf der Sekundärnerven am Rande ist noch sichtbar. Dies ist um so bedauerlicher, als die äußere Form des Blattes, (starke Verschmälerung nach beiden Seiten, scharfe, geschwungene Spitze, Anordnung und Entfernung der Sekundärnerven sowie die kaum angedeutete Zähnung des Randes) zu einem Vergleich mit der ostasiatischen *Myrica Nagi* Thunb. herausfordern. Angesichts der schlechten Erhaltung ist das Blatt aber von jeglicher Bestimmung auszuschließen.

Das gilt aus den gleichen Ursachen von *Myrica subcordata* Goepp., deren kleine Blättchen an *Myrica cordifolia* L. erinnern.

Die Zeichnung, die Goeppert von seiner *Myrica rugosa* gegeben hat (8 9, Taf. XIV, Fig. 27), entspricht dem Original. Die systematische Stellung des Abdruckes ist nicht anzugeben; es kann

sich ebensogut um ein Juglandaceen- oder *Rhododendron*-Blatt handeln.

Von *Myrica carpinifolia* bildet Goeppert zwei Blättchen ab (8 9, Taf. XIV, Fig. 29, 30), von denen das größere mit *Myrica salicifolia* Hochst. verglichen werden könnte, mit der Form, Blattgrund und Nervatur (unvollkommene Camptodromie der Sekundärnerven, von denen manche in den Zähnen enden) ganz gut übereinstimmen. Da das Original aber nicht mehr vorhanden ist, ist eine einigermaßen sichere Entscheidung nicht möglich. Das zweite, vom Zeichner nicht ganz richtig dargestellte kleine Blättchen dagegen ist im Original noch vorhanden und gehört wohl wie *Myrica salicifolia* Goepp. einer Juglandacee an.

Keine der Goeppert'schen *Myrica*-Arten kann demnach als wirklich sicher begründet angesehen werden, wenngleich einige der Blätter vielleicht hierher gehören.

Juglandaceae.

Juglans.

Juglans acuminata A. Br.

Taf. 5, Fig. 1.

1919. *Juglans acuminata* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 161, Taf. 25, Fig. 2, 6. Nachträge I, S. 361, Taf. 21, Fig. 9, 10; Taf. 22, Fig. 2, 3.

Von Schosnitz ist dieser Formenkreis bereits früher nachgewiesen worden. Es fanden sich noch zahlreiche weitere, hierher gehörende Blätter. Auch *Pirus ovalifolia* und *Pirus truncata* Goepp. (8 9, Taf. XXVI, Fig. 4, 5) dürften wohl hierher gehören. Die Figuren der Schosnitzer Flora sind nicht ganz genau; beide Blätter sind oben abgebrochen und spitzen sich wohl allmählich zu. Die kamptodromen, bogenförmigen Sekundärnerven sind zwar nicht so steil, wie es in der Regel bei *Juglans regia* L. zu beobachten ist. Doch sind sie hier recht variabel, und Blätter mit einer den fossilen entsprechenden Nervatur lassen sich unschwer an jedem Walnußbaum nachweisen.

Unter den Ruppersdorfer Fossilien finden sich mehrere Stücke, die nach der Art der Nervatur übereinstimmen. Leider sind keine

völlig erhaltenen Blätter darunter. Das beste Stück ist schwach vergrößert abgebildet worden. Es handelt sich um das 4 cm hohe Bruchstück eines mittelgroßen, ganzrandigen Blattes mit sich bogig verjüngender, schwach unsymmetrischer Basis. Von dem geraden, kräftigen Mittelnerv entspringen unter wenig steilem Winkel und mehr oder weniger eng stehend die wechselständigen Sekundärnerven, die nach dem Rande zu steiler werden und in geringem Abstande vom Rande bogenförmig anastomosieren. In der Regel vereint sich der Sekundärnerv mit einem unteren Seitenzweig des nächsthöheren. Die Tertiärnerven bilden ein feines Maschennetz. Das Bruchstück ist in der Mitte am breitesten, von da verschmälert es sich allmählich, nach oben langsamer als nach unten.

Die vorliegenden Blättchen zeigen im ganzen alle den gleichen Bau, wenn sie auch mitunter in Zahl und Dichte der Sekundärbündel abweichen. Gelegentlich wurde auch Gabelung des Sekundärnerven in zwei gleichwertige Zweige beobachtet. Auf diese Unterschiede ist aber kein Gewicht zu legen, da sie sich bei *Juglans regia* L., mit deren Blättern die Reste verglichen werden können, ebenfalls finden. Der dieser Art ensprechende tertiäre Formenkreis ist *Juglans acuminata* A. Br.

Juglans Sieboldiana Max. fossilis Nath.

Taf. 14, Fig. 3.

Lit. siehe Menzel, Flora der Senftenberger Braunkohle, S. 23.

Unter den von Peruschen stammenden Fossilien sind Juglandaceenblätter recht häufig. Ein nur im unteren Teile erhaltenes Blatt ist verkehrt eiförmig, sich aus keilförmiger Basis verbreiternd. Die größte Breite von 6 cm wird sehr bald erreicht, offenbar schon vor der Mitte. Der Blattrand ist scharf gezähnt, der Mittelnerv stark, sich schnell verjüngend, mit wechselständigen, fast opponierten Sekundärnerven besetzt, die im unteren Teil unter fast rechtem, im oberen unter spitzerem Winkel entspringen. Mehr oder weniger gerade, biegen sie sich vor dem Rande aufwärts, verzweigen sich hier gabelförmig und sind kamptodrom verbunden. Auf der Außenseite der Bogen tritt eine zweite Reihe feiner

Schlingen auf, deren kleine Seitenäste in die Randzähne eintreten. Die Tertiärnerven entspringen unter fast senkrechtem Winkel, sind mehr oder weniger geschwungen oder gegabelt und enthalten ein feines, polygonales Maschennetz.

Die Blattform weist auf ein Fiederendblättchen hin. Völlige Übereinstimmung herrscht mit *Juglans cinera* L., noch mehr aber mit *Juglans Sieboldiana* MAX. Bei *Pterocarya*, welche Gattung höchstens noch in Frage käme, sind die Blätter schlanker. Demnach können die Blätter mit *Juglans Sieboldiana* MAX. *fossilis* NATH. aus dem Tertiär von Mogi vereinigt werden, welchen Formenkreis MENZEL auch für Senftenberg nachgewiesen hat. Sein Blatt (29, Taf. VIII, Fig. 1) stimmt mit dem vorliegenden Abdruck von Peruschen völlig überein.

Auch einige kleinere, seitenständige Fiederblättchen gehören hierher und sind mit MENZEL's übrigen Blättern (29, Taf. I, Fig. 17, 20, Taf. XX, Fig. 3a, Taf. VIII, Fig. 2, 3) zu vereinigen.

Carya.

Carya serraefolia (GOEPP.) KRÄUSEL.

Taf. 5, Fig. 2.

1852. *Quercus serraefolia* GOEPPERT, Fl. v. Schosnitz, S. 17, Taf. V, Fig. 14.
1852. *Salix lingulata* GOEPPERT, Fl. v. Schosnitz, S. 27, nur Taf. XIII, Fig. 16, 18.
1906. *Prunus sambucifolia* MENZEL, Fl. v. Senftenberg, S. 83, z. T.
1919. » » KRÄUSEL, Pflanzen schles. Tert., S. 167, z. T.

Das 4,5 cm hohe Stück stellt den mittleren Teil eines länglichen, nach unten sich allmählich verschmälernden Blattes dar, mit in der Mitte fast parallelen Rändern, das von einem geraden Mittelnerven durchzogen wird. Der Verlauf der Ränder läßt darauf schließen, daß die Basis wenig asymmetrisch gewesen ist. Die unteren Sekundärnerven sind fast gegenständig, die oberen wechselständig. Sie entspringen unter fast rechten Winkeln (die unteren etwas steiler) und ziehen bogenförmig zum Rande, sich zuweilen in zwei gleichwertige Äste spaltend, um hier craspedodrom in scharfen, aufwärts gerichteten Zähnen zu enden. Im letzten Drittel entsenden sie nach unten 3—4 horizontal bogenförmige Tertiärnerven, die in den gleich stark ausgebildeten Zwischen-

zähnen enden. Haupt- und Sekundärnerven sind untereinander durch zahlreiche bogenförmige oder gerade Queranastomosen verbunden.

Dieser Bau erinnert auf den ersten Blick an Juglandaceen. Unter diesen besitzt *Juglans* camptodrome Nerven, kommt daher nicht in Frage. Das gleiche gilt für *Pterocarya*, wenngleich wohl manche der als *Pterocarya denticulata* (O. Web.) Heer und *P. castaneaefolia* (Goepp.) Menzel beschriebenen fossilen Blätter unserem Fossil recht nahe stehen. Die Blätter der bekannten *Pterocarya*arten besitzen durchweg camptodrome Nerven, die zudem weniger eng stehen und nach dem Rand zu viel steiler aufsteigen, auch sind sie, da die Blätter meist stärker asymmetrisch gebaut sind, in beiden Blatthälften verschieden steil. Diese Merkmale fehlen dagegen bei *Carya*, deren Blätter stets craspedodrome Nerven besitzen. Sieht man die Blätter der lebenden *Carya*arten durch, so ergibt sich in allen Einzelheiten völlige Übereinstimmung mit *Carya olivaeformis* Nutt.

Fossile *Carya*arten sind häufig beschrieben worden, von denen *Carya elaenoides* (Ung.) Heer mit *C. olivaeformis* Nutt. verglichen wird. In der üblichen Weise werden unter diesem Namen Blätter und Samen vereint, ohne daß der Beweis der Zusammengehörigkeit mit Sicherheit erbracht wäre. Uns sollen hier nur die Blätter beschäftigen. Auch nach Nagel (31, 11, 10) besteht die Beziehung zu *C. olivaeformis* zu Recht. Dem kann ich nicht beistimmen. *C. elaenoides* ist ein sehr charakteristischer Blattypus mit, wie schon Heer ausdrücklich hervorhebt, wenigen, weit auseinander stehenden, großen Zähnen. Ein umfangreiches lebendes und Herbarmaterial von *Carya olivaeformis* wurde daraufhin untersucht, niemals konnte aber ein entsprechendes Verhalten beobachtet werden. Der Vergleich der zu *Carya elaenoides* (Ung.) Heer gestellten Blätter mit *C. olivaeformis* Nutt. ist daher zurückzuweisen. Diese Art besitzt stets zahlreiche, eng stehende, gleichmäßig ausgebildete Zähne, die von den Sekundär- bezw. Tertiärnerven versorgt werden, stimmt also ganz mit unserem Fossil überein. Auch unter den Schosnitzer Fossilien ist dieser Blattypus vertreten. Goeppert's *Quercus serraefolia* (8, 17, Taf. V, Fig. 14)

zeigt eine überraschende Ähnlichkeit damit. Das Original konnte untersucht werden und erwies sich mit dem Ruppersdorfer Fossil als völlig übereinstimmend. Ich vereinige daher beide Blätter als *Carya serraefolia* (GOEPP.) KRÄUSEL.

MENZEL (29, 83, Taf. IX, Fig. 14) hat das Schosnitzer Blatt mit *Prunus sambucifolia* vereinigt, welche Ansicht so lange als richtig anerkannt werden mußte, als das Original nicht geprüft werden konnte. Beschreibung und Abbildung des Senftenberger Blattes lehren indessen, daß hier ein ganz anderer Blattypus vorliegt, der lanzettlich elliptisch ist und anastomosierende Sekundärnerven besitzt. Von den so gebildeten Schlingenbögen treten schräg aufwärts strebende Ästchen in die Randzähne ein. MENZEL's Ansicht erklärt sich daraus, daß ihm das Schosnitzer Original nicht vorlag. Das nicht ganz richtig gezeichnete Bild (8, Taf. V, Fig. 14) stimmt in der Tat in Gestalt und Nervatur (wenigstens rechts) mit seinem *Prunus*-Blatte ganz gut überein. Es ist dies wiederum ein Beweis, zu welchen Irrtümern man gelangen muß, wenn man bei der Beurteilung älterer Arten allein auf die nicht immer korrekten Abbildungen angewiesen ist, und wie notwendig eine kritische Neubearbeitung der alten Floren an Hand der Originalstücke ist! Das Originalstück, dessen schlechte Erhaltung eine photographische Wiedergabe unmöglich macht, ließ immer noch erkennen, daß die vom Zeichner gegebene Darstellung unrichtig ist. Der untere Blattrand ist nicht erhalten, das Blatt besitzt keine elliptische Basis. Der Gegendruck lehrte, daß das Blatt im oberen Teil viel breiter ist, von lanzettlich-elliptischer Form mithin nicht die Rede sein kann. Die Nervatur der rechten Hälfte ist kaum sichtbar, es scheint aber, daß die Sekundärnerven in den Zähnen enden, wie dies auf der anderen Seite deutlich der Fall ist. Das gleiche gilt von den mehr oder weniger horizontalen oder nach unten gebogenen Tertiärnerven.

Mit *Prunus sambucifolia* MENZEL kann dieses ganz anders gebaute Blatt nicht vereinigt werden, dessen Bau mit dem hier beschriebenen *Carya*-Blatt völlig übereinstimmt. Ohne Bedenken können daher beide vereinigt werden.

Danach ergibt sich von selbst die Berichtigung der früher bei *Prunus sambucifolia* Menzel gemachten Angaben.

Salix lingulata Goepp. ist von allen späteren Untersuchern (Menzel 29, Meyer 20) zu *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) gestellt worden. Originalstücke lehren indessen, daß einige davon, darunter Goeppert's Taf. XIII, Fig. 16 und 18, vielmehr zu *Carya serraefolia* zu stellen sind, mit der sie im charakteristischen Nervenverlauf übereinstimmen. Dieser ist auf den Bildern nur recht unvollkommen wiedergegeben.

Pterocarya.

Pterocarya castaneaefolia (Goepp.) Menzel.

Taf. 7, Fig. 4, 9; Taf. 14, Fig. 4, 5.

1919. *Pterocarya castaneaefolia* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 160, Taf. 25, Fig. 5, 7. Nachträge I, S. 359, Taf. 21, Fig. 5.

1852. *Myrica carpinifolia* Goeppert, Fl. v. Schosnitz, S. 7, nur Taf. XIV, Fig. 30.

Weitaus die meisten Stücke von *Salix lingulata* Goepp. gehören zu *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) Menzel, auch Taf. XVIII, Fig. 16 der Schosnitzer Flora. Und das gleiche gilt, wie schon früher auf Grund von Goeppert's Abbildungen vermutet wurde, von *Salix inaequilatera* (8, Taf. XXI, Fig. 6 vergleiche **20**, 160) und *Myrica salicifolia* Goepp. (8, Taf. XIV, Fig. 25, 26, hier Taf. 7, Fig. 4). Dieses Blättchen ist erfreulicherweise etwas besser erhalten. Von länglicher Gestalt, besitzt es eine unsymmetrische Basis und wird nach oben schmäler. Die Spitze fehlt, das Bruchstück ist bei einer Breite von 14 mm 38 mm lang. Während der linke Rand fein gezähnt ist, ist rechts nur die Andeutung eines einzigen Zahnes kenntlich. Vom geraden Mittelnerven entspringen unter Winkeln von 60—80° zahlreiche, fast opponierte Sekundärnerven, zwischen denen auch unvollkommene auftreten. Sie ziehen bogenförmig zum Rande, wo sie camptodrom verbunden sind. Tertiäre, zarte Nerven gehen in die Zähne. Weder Blattgrund noch Nervatur passen zu *Myrica*, da hier, wenn Zähne vorhanden sind, sekundäre Nerven in diese enden. Völlige Übereinstimmung herrscht dagegen mit *Pterocarya fraxinifolia* (Lam.) Spach.

Denselben Bau weist schließlich das eine von GOEPPERT als *Myrica carpinifolia* beschriebene Blättchen auf (GOEPP. 8 7, Taf. XIV, Fig. 30; hier Taf. 7, Fig. 9). Auch hier weicht die Abbildung vom Original ab, das oben nicht abgebrochen ist, sondern eine wohl erhaltene, schwach gebuchtete, stumpfliche Spitze besitzt, wie sie an kleinen Juglandaceen-Fiederblättchen nicht selten auftritt. Der linke Rand dagegen fehlt, das Blättchen ist daher keineswegs im oberen Teile so spitz zulaufend, wie es der Zeichner dargestellt hat. Es kann gleichfalls zu *Pterocarya castaneaefolia* (GOEPP.) MENZEL gestellt werden.

Der Formenkreis ist auch unter den Resten von Peruschen vertreten, von wo eine Anzahl allerdings nur in Bruchstücken erhaltener Blätter vorliegen. Bei einigen von diesen kann man im Zweifel sein, ob sie hierher oder zu *Juglans Sieboldiana* MAX. *fossilis* NATH. gehören. Schon MENZEL weist darauf hin, daß sich die kleinen Seitenblättchen der beiden Arten recht ähnlich sehen (29, 28). Die von ihm angegebenen Unterscheidungsmerkmale in bezug auf Anzahl der Zähne und Sekundärnerven sind von geringem Werte, da die Verhältnisse bei den beiden lebenden entsprechenden Formenkreisen schwankend sind. Man findet Blätter der *Pterocarya fraxinifolia* LAM. mit dichter stehenden Nerven und Zähnen als sie manche Blätter von *Juglans Sieboldiana* oder *Juglans cinera* L. aufweisen. So bleibt als Merkmal der *Pterocarya*-Blätter nur die schmälere Blattform und die steiler aufsteigenden Sekundärnerven übrig, Merkmale, die recht relativ sind und in jedem Falle eine sehr vorsichtige Anwendung erfordern. Daß *Pterocarya* aber ebenso wie die durch das breite, gezähnte Endblatt sichergestellte *Juglans Sieboldiana* MAX. *fossilis* NATH. zu den Charakterpflanzen der Peruschener Lokalflora gehört, lehren vor allem eine Anzahl gut erhaltener Flügelfrüchte und ein schöner, noch die charakteristischen Samen bergender Fruchtstand. Die Breite der Früchte schwankt zwischen 20 und 30 mm, wie dies auch an *Pterocarya fraxinifolia* LAM. zu beobachten ist (Taf. 14, Fig. 5).

Betulaceae.

Carpinus.

Carpinus grandis Ung.

Taf. 13, Fig. 11.

1919. *Carpinus grandis* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 66, Taf. 3, Fig. 4, 5, 7, 18; Taf. 4, Fig. 10—16; Taf. 5, Fig. 3—5, 7, 8; Taf. 6, Fig. 13; Taf. 8, Fig. 15, 24; Taf. 9, Fig. 1, 2, 5, 7; Textfig. 4.

Einige Abdrücke von Peruschen stellen im ganzen ovale Blätter dar, deren verjüngte Basis abgerundet ist. Vorn sind sie zugespitzt, die größte Breite liegt in der Mitte (4 × 7 cm). Der Blattrand ist eingeschnitten doppelt gesägt, mit bogenförmigen Hauptzähnen, an deren Außenseite kleinere Nebenzähne sitzen. Vom Hauptnerven gehen gerade, am Ende aufwärts gebogene Sekundärnerven craspedodrom in die Hauptzähne, während kleine Tertiäräste in die Nebenzähne münden. Das feinere Nervillennetz ist nicht mehr sichtbar.

Dennoch ist das Fossil in diesem Falle bestimmbar, da die genannten Merkmale es als Hainbuchenblatt erkennen lassen. Die gleiche Blattform besitzt unter den lebenden Arten *Carpinus Betulus* L.; sie ist auch fossil nachgewiesen und von Goeppert als *Carpinus ostryoides* beschrieben worden. Der Vergleich der Originalstücke zeigte die völlige Übereinstimmung der Schosnitzer und der Peruschener Blätter. Es ist gezeigt worden, daß eine sichere Trennung von *Carpinus ostryoides* Goepp. und *Carpinus grandis* Ung. nicht durchführbar ist, da beide »Arten« ineinander übergehen und sich auch beide mit ein und derselben rezenten Art (*Carpinus Betulus* L.) vergleichen lassen.

Für den so geschaffenen erweiterten Formenkreis soll der Unger'sche Name angewandt werden.

Daß die von Goeppert als *Carpinites macrophyllus* (bei später gefundenen Stücken findet sich auch die Bezeichnung »*Carpinus*« *macrophyllus*) beschriebenen Striesener Blätter zu *Carpinus grandis* Ung. gestellt werden müssen, ist bereits betont worden. Dies gilt auch von zahlreichen weiteren Stücken von Striese, die in der Regel recht stattliche Blätter darstellen. Einige wenige finden

sich darunter, die in Gestalt, Zähnung und Nervatur abweichend gebaut sind und nicht zu *Carpinus* gehören.

Carpinus grandis UNG. liegt auch in einigen Bruchstücken von Tiefenfurt bei Görlitz vor.

Der von GOEPPERT als *Carpinus involvens* beschriebene Rest (8, Taf. V, Fig. 8) lag nunmehr im Original vor. Es handelt sich um keine Fruchthülle, vielmehr gehört der Rest ebenso wie das damit in Verbindung gebrachte »Kotyledon« (8, Taf. XXVI, Fig. 47) zu *Getonia truncata* GOEPP., deren systematische Stellung aber nach wie vor als unaufgeklärt bezeichnet werden muß.

Betula.

Betula macrophylla HEER.

Taf. 7, Fig. 2; Taf. 15, Fig. 5.

1919. *Betula macrophylla* KRÄUSEL, Pflanzen schles. Tert., S. 33, Taf. 1, Fig. 1, 2, 4, 7, 8; Taf. 2, Fig. 9, 11, 13, 15.

Einige nur in Bruchstücken erhaltene Blätter von Peruschen stimmen mit *Betula excelsa* (*B. papyrifera* MARSH.) gut überein. Sie besitzen einen herzförmig abgerundeten Blattgrund, gezähnten (doppelt?) Rand und gerade Sekundärnerven, die ebenso wie die Tertiärnerven in den Zähnen enden.

Dementsprechend können die Blätter zu *Betula macrophylla* HEER gestellt werden.

Dieser Blattypus scheint auch unter den Ruppersdorfer Resten weitaus am häufigsten zu sein. Leider sind die Blätter sehr schlecht erhalten. Nur an einem Bruchstück ist Nervatur und Rand besser kenntlich. Vom geschweiften Mittelnerven gehen in großen Abständen wenig steile, wechselständige Sekundärnerven aus, die parallel zum Rande ziehen und hier craspedodrom in den stumpflichen Zähnen enden. Die äußersten der im übrigen bogenförmigen Tertiärnerven enden in den wenig kleineren Zwischenzähnen.

Wenngleich das Fragment nicht mit völliger Sicherheit bestimmt werden kann, erinnert es am meisten an *Betula papyrifera* MARSH. und kann daher zu *Betula macrophylla* gestellt werden.

Einige der von Goeppert als *Carpinites macrophyllus* bezeichneten Striesener Blätter stimmen in Gestalt und Größe viel mehr mit Birken vom Typus der *Betula excelsa* L. überein und können demnach ebenfalls besser als *Betula macrophylla* Heer bezeichnet werden.

Hier sei noch erwähnt, daß zahlreiche Originale Goeppert's von Grünberg die Bezeichnungen *Alnus nostratum* Ung., *Alnus Kefersteinii* (Goepp.) Ung. und *Alnus cuneifolia* Goepp. tragen. Leider haben sie so stark gelitten, daß man über ihre Zugehörigkeit nicht mehr entscheiden kann. Dies ist umso bedauerlicher, als die Blätter einerseits tatsächlich verschiedenen Formenkreisen anzugehören scheinen und andererseits gerade von Grünberg so wenig bestimmbare Reste vorliegen.

?Betula subpubescens Goepp.

Taf. 6, Fig. 2.

1919. *Betula subpubescens* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 39, Taf. 1, Fig. 6; Taf. 2, Fig. 10, 17, 18, 19, 20; Taf. 3, Fig. 9.

Das nicht völlig erhaltene, 2,5 cm messende Blattbruchstück von Ruppersdorf ist im unteren Teil breiter, nach vorn sich allmählich zuspitzend. Von dem geraden Mittelnerv gehen zahlreiche, ziemlich steile Sekundärnerven aus, die geradlinig parallel nach dem Rande ziehen und hier in spitzen Zähnen enden. Zwischen diesen lassen sich spärliche, kleine Zwischenzähne erkennen, in die die äußeren Tertiärnerven endigen.

So gebaute Blätter sind für *Betula pubescens* Ehrh. charakteristisch, weshalb das Blatt zu *Betula subpubescens* Goepp. gestellt werden kann. Bei der schlechten Erhaltung des Stückes kann diese Beziehung aber nicht mit völliger Bestimmtheit behauptet werden.

Fagaceae.

Castanea.

Castanea atavia Ung.

Taf. 6, Fig. 4; Taf. 9, Fig. 4, 5; Taf. 13, Fig. 7. 8.

1919. *Castanea atavia* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 130, Taf. 11, Fig. 6—8; Taf. 12, Fig. 14; Textfig. 14, 15, 16.

Von Bluschau stammt ein im ganzen ovales Blatt (Taf. 6, Fig. 4). Es ist in der Mitte am breitesten, 12,5 cm lang und 6,5 cm breit und besitzt eine verschmälerte, schwach ungleichseitige Basis sowie eine stumpfliche Spitze. Von dem geraden, kräftigen Hauptnerven entspringen rechts 11, links 12 Sekundärnerven unter spitzem Winkel, der nach der Basis zu ein ganz stumpfer wird. Sie sind 5—12 mm voneinander entfernt, wechselständig, nur die mittleren fast gegenständig, von geradem Verlauf, nur die unteren bogenförmig am Hauptnerven herablaufend. Einander parallel oder nach außen ganz schwach divergierend, ziehen sie nach dem Rande, um hier als feine Stachelspitze in den charakteristischen Zähnen zu enden. Nur der unterste Teil des Blattrandes ist ungezähnt, die beiden untersten Nervenpaare enden hier craspedodrom. Die Zähne sind aufwärts gerichtet, niemals abgerundet, ihre Längsseite schwach S-förmig gebogen, die Buchten bogig geschweift. Zwischen dem Hauptnerven sowie den Sekundärbündeln verlaufen zahlreiche Queranastomosen, unter fast rechtem Winkel entspringend, meist gerade, ein rechteckiges Maschennetz bildend. Am Rande sind sie camptodrom verbunden.

Trotz seiner vorzüglichen Erhaltung ist die Bestimmung dieses Blattes schwierig. Manche Eichen, wie *Quercus Prinos* L., auch *Q. vesca* KOTSCHY und andere besitzen sehr ähnliche Blätter. Daneben kommt nur noch *Castanea* in Frage. MENZEL (29, 58) und REICHENBACH haben bereits auf die große Variabilität der Blätter von *Castanea vesca* GÄRTN. hingewiesen, bei der in der Tat neben schmalen Blättern mit langen Stachelspitzen auch breitere mit stumpfer Blattspitze, weniger scharfen Zähnen und steileren Sekundärnerven auftreten, wie dies unser Fossil zeigt. Auch die Form der Zähne ist ganz die der Kastanie. Entsprechend gebaute Blätter aus dem Tertiär von Senftenberg und Schosnitz sind von den genannten Autoren daher zu *Castanea atavia* UNG. gezogen worden, zumal sie gemeinsam und durch zahlreiche Übergänge verbunden mit der schmalen, stark stachelspitzigen Form auftreten, wodurch ihre Bestimmung an Sicherheit gewinnt. Dies gilt auch von zahlreichen Blättern aus der Wohlauer Amtsziegelei (Taf. 9,

Fig. 4, 5) und von Peruschen (Taf. 13, Fig. 7, 8). Neben Resten, die mit dem beschriebenen völlig übereinstimmen, finden wir die schmälere, langgestreckte und stachelspitzige Form und bis 8 cm breite Blätter mit kaum hervortretenden Zähnen.

Alle diese Formen sind durch zahlreiche Übergänge miteinander verbunden. In Übereinstimmung mit Menzel vereinige ich sie und stelle sie zu dem von ihm in der richtigen Umgrenzung begründeten Formenkreis der *Castanea atavia*. Alle sicher gestellten Blattformen treten uns auch bei *Castanea vesca* Gärtn. entgegen.

Unter den Wohlauer Abdrücken ist *Castanea atavia* weitaus am häufigsten.

Goeppert's *Fagus dentata* von Maltsch (7 274, Taf. XXXIV, Fig. 3) gehört, wie schon früher auf Grund der Abbildung vermutet wurde, ebenfalls in diesen Formenkreis, auch von Schosnitz liegen weitere, hierher zu stellende Blätter vor.

Quercus.

Quercus pseudocastanea Goepp.

Taf. 9, Fig. 6; Taf. 13, Fig. 9, 10.

1919. *Quercus pseudocastanea* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 134, Taf. 11, Fig. 9, 10; Textfig. 17.

Hinsichtlich Umfang und systematischer Stellung dieses Formenkreises kann auf frühere Ausführungen verwiesen werden. Auf Grund der von Goeppert gegebenen Abbildungen konnten seine Blätter von Maltsch bereits als richtig bestimmt erkannt werden. Das eine von diesen ist hier noch einmal dargestellt, weil es die charakteristische Blattform, den sich allmählich verschmälernden Blattgrund, die stumpflichen Lappen und tiefen, breiten Buchten der Art sehr schön erkennen läßt. Ohne die fehlende Spitze mißt es bei einer Breite von 45 mm 115 mm; der erhaltene Stiel ist 13 mm lang. Mit ihm stimmen eine Anzahl Peruschener Abdrücke verschiedener Größen aufs engste überein (Taf. 13, Fig. 9, 10).

Ob eine stattliche, 25 mm hohe Eichel aus dem Ton von Schosnitz

mit diesen Blättern zu vereinigen ist, kann natürlich nicht festgestellt werden. Sie besitzt eine rundliche Basis und verjüngt sich allmählich in eine stumpfliche Spitze. Von dem an der Basis nach innen gebogenem Rande ziehen grobe, parallele Längsstreifen zum oberen Ende (Taf. 7, Fig. 11).

Quercus platanoides Goepp., schon früher auf Grund der Abbildung Goeppert's als Platanenblatt gedeutet, gehört zu *Platanus aceroides* Goepp., während ein anderes als *Quercus elongata* bezeichnetes Blatt von Striese in Form und Nervatur an *Salix varians* Goepp. erinnert. Einige *Quercus*-Blätter von Dirschel sind durchaus unbestimmbar. Neben dem abgebildeten Blatte handelt es sich um als *Quercus* sp., *Quercus elaena* und *Quercus integrifolia* bezeichnete Reste.

Ulmaceae.

Ulmus.

Ulmus carpinoides Goepp.

Taf. 6, Fig. 7, 8; Taf. 12, Fig. 5.

1919: *Ulmus carpinoides* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 83, Taf. 5, Fig. 2; Taf. 6, Fig. 11; Taf. 7, Fig. 5, 10; Taf. 8, Fig. 13, 14, 16—23; Taf. 9, Fig. 3, 4, 6, 11, 12; Taf. 10, Fig. 13; Textfig. 7—10.

Zwei Blätter von Ruppersdorf sind nur im oberen Teil erhalten; die etwa 2 cm hohen Bruchstücke lassen aber erkennen, daß sie in der Mitte am breitesten sind, nach beiden Seiten schmäler werden und sich im oberen Teil schnell zuspitzen. Von dem graden Hauptnerven entspringen zahlreiche, dicht stehende Sekundärnerven unter Winkeln von 45—60° und ziehen mehr oder weniger parallel zum Rande, wo sie in scharfen Zähnen enden. Diese selbst sind nach oben gerichtet, die Nervenenden daher in charakteristischer Weise nach aufwärts umgebogen. Zwischen ihnen verlaufen zahlreiche tertiäre Queranastomosen, ein äußerst zartes Nervillennetz einschließend. Der letzte deutliche Tertiärnerv mündet in der Regel in der Zahnbucht.

Dieser Nervenverlauf ist den Ulmenblättern eigentümlich. Ganz entsprechende Blätter können z. B. bei der lebenden *Ulmus*

campestris L. beobachtet werden. Aus dem Ton von Schosnitz ist diese Form von Goeppert als *Ulmus minuta* beschrieben worden, zu der die vorliegenden Blätter zu stellen sind. Es ist bereits dargetan worden, daß die Goeppert'schen Ulmenarten zu zwei Formenkreisen, *Ulmus longifolia* Ung. und *Ulmus carpinoides* Goepp., zu vereinigen sind, da sie durch Übergänge verbunden sind und die gleichen Formen innerhalb einer lebenden Art auftreten. Wir bezeichnen daher auch die Ruppersdorfer Blätter als *Ulmus carpinoides* Goepp.

Die Existenz der Ulme im Tertiär von Ruppersdorf wird auch durch eine schön erhaltene Frucht erwiesen (Taf. 6, Fig. 5 und 6). Sie ist 1,5 cm hoch, im ganzen von rundlicher Gestalt, an der Basis verschmälert; ihre Flügel sind ziemlich breit (6 mm). Damit stimmt sie völlig mit den Früchten von *U. campestris* L. überein. Wenngleich sie mit den Blättern nicht ohne weiteres vereint werden kann, so muß doch hervorgehoben werden, daß sie denselben lebenden Arten wie die als *U. carpinoides* beschriebenen Blätter entspricht. Danach ist es sehr wahrscheinlich, daß beide tatsächlich zusammengehören. Ganz ähnliche Früchte sind auch in Schosnitz nicht selten.

Auch unter den Peruschener Abdrücken sind Ulmenblätter vertreten. Zunächst handelt es sich da um kleine Blättchen von der Form der *Ulmus minuta* Goepp. Daneben finden sich größere Blätter, von denen eines abgebildet worden ist. Es ist groß, von breit-eiförmiger Gestalt mit asymmetrischer, abgerundeter Basis, gebogenem Mittelnerven und schräg aufsteigenden, zahlreichen parallelen, zuweilen gegabelten Sekundärnerven, die stets in den deutlich ausgebildeten Randzähnen endigen. Die dazwischen gelegenen Zähnchen werden durch Tertiärnerven versorgt, deren unterster aber ohne Ausnahme in eine Zahnbucht mündet. Blätter dieser Form hat Goeppert als *Ulmus carpinoides* und *Ulmus urticaefolia* von Schosnitz beschrieben, die ja, wie bereits früher gezeigt worden ist, zu einem Formenkreise vereinigt werden müssen.

Ulmus longifolia Ung.

Taf. 5, Fig. 4.

1919. *Ulmus longifolia* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 80, Taf. 6, Fig. 9, 10, 12, 14; Taf. 7, Fig. 1—4, 6—9, 11, 12; Taf. 9, Fig. 8—10; Textfig. 5, 6.

Das von Ruppersdorf stammende Blatt ist dadurch bemerkenswert, daß seine Substanz erhalten ist und dem grauen Ton als tief schwarzer Belag anhaftet. An den erhabenen Nerven ist er meist vernichtet, auf der übrigen Blattfläche sind Einzelheiten nur schwer erkennbar. Ursprünglich war das Blatt, namentlich der Rand, viel besser erhalten als die Abbildung zeigt. Die Spitze des langgestreckten, schmalen Blattes ist nicht mehr vorhanden; im oberen Teil wird es ganz allmählich schmäler, die Basis ist stark asymmetrisch, gebogen, nicht herablaufend. Vom gebogenen Mittelnerven gehen zahlreiche, dicht stehende wechselständige Sekundärnerven aus, die parallel zum Rande ziehen und hier in nach aufwärts gebogenen Zähnen endigen. Auch zwischen diesen finden sich kleinere Zähne. Die Tertiärnervatur ist schwer erkenntlich, es konnte aber festgestellt werden, daß die Tertiärnerven nicht in den Zwischenzähnen enden, der äußerste vielmehr in die Zahnbucht läuft.

Form, Randbeschaffenheit und Nervatur weisen auf eine Ulme. Man findet entsprechend gebaute Blätter z. B. bei *Ulmus americana* Willd. Dementsprechend ist das Ruppersdorfer Blatt zu *Ulmus longifolia* Ung. zu stellen. Es handelt sich um die von Goeppert als *Ulmus pyramidalis* beschriebene Form. Bekanntlich hat Menzel (29, 68) alle von Goeppert in der Schosnitzer Flora aufgestellten Ulmenarten zu einem einzigen, der lebenden *Ulmus campestris* L. entsprechenden Formenkreise vereinigen zu können geglaubt, es ist aber gezeigt worden, daß dies für einige schmale, langgestreckte Ulmenblätter besser unterbleibt, die den lebenden *Ulmus alata* Michx. und *Ulmus americana* Willd. viel näher stehen als der *Ulmus campestris* und Verwandten.

Ein Blatt von Dirschel ist schon von Goeppert als *Ulmus pyramidalis* bezeichnet worden und stimmt mit den gleichnamigen Schosnitzer Blättern überein. Bei einer Höhe von 12 cm ist es

nur 2,5 cm breit, zeigt aber im übrigen alle charakteristischen Merkmale der Ulmenblätter. Allerdings sind sie nur noch schwer kenntlich, so daß auf eine Abbildung leider verzichtet werden muß.

Auch unter den Blättern der Wohlauer Amtsziegelei befinden sich Ulmen. Da es sich aber um Bruchstücke handelt, die die Blattform mit Sicherheit nicht mehr erkennen lassen, muß auf die spezifische Bestimmung verzichtet werden.

Zelkova.

Zelkova Ungeri Kovats.

Taf. 5, Fig. 8; Taf. 15, Fig. 6.

1919. *Zelkova Ungeri* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 163, Taf. 25, Fig. 4; Taf. 26, Fig. 13 u. 16.

Zu den Originalen von Goeppert's *Quercus subrobur* treten nunmehr zahlreiche Stücke, die von ihm schon richtig bestimmt worden sind. Meist handelt es sich um ganze, kleinblättrige Zweige, wie sie ja Goeppert bereits abgebildet hat (8, Taf XII, Fig. 9, 10). Sie sind schon an der charakteristischen Art der Verzweigung leicht kenntlich. Leider lassen die Originalstücke nicht mehr Einzelheiten erkennen als die in diesem Falle sehr naturgetreuen Zeichnungen der Schosnitzer Flora.

Ein kleines, nur 1 cm hohes Blättchen von Ruppersdorf ist in der Mitte am breitesten und verschmälert sich nach beiden Seiten. Oben ist es zugespitzt, die Basis abgerundet und asymmetrisch. Von dem geraden Hauptnerven ziehen fünf bezw. sechs sekundäre Leitbündel gerade oder in sanftem Bogen, unter Winkeln von 45—60° entspringend, parallel zum Rande und enden hier in der Spitze großer, nach aufwärts gerichteter Zähne. Die Tertiärnerven sind zart, dazwischen bilden zahlreiche, unregelmäßige Queranastomosen ein feines Maschennetz. Dem Rande fehlen Zwischenzähne; in die Zahnbucht mündet in der Regel ein Tertiärnerv (Taf. 5, Fig. 8).

Dieser Nervenverlauf ist für die Blätter der Ulmaceen charakteristisch. Unter den fossilen Ulmenblättern sehen die kleinen Formen der *Ulmus minuta* Goepp. dem Ruppersdorfer Fossil recht

ähnlich. Diese weisen aber stets viel zahlreichere Sekundärnerven und entsprechend feinere Zähne auf. Dagegen stimmt unser Blatt völlig mit den kleinen als *Zelkova Ungeri* KOVATS beschriebenen Blättchen überein, die völlig den an den lebenden *Zelkova crenata* SPACH. (pontisches Gebiet) und *C. acuminata* (LINDL.) Plank (Japan) auftretenden Formen entsprechen.

Zelkova Ungeri KOVATS, die in allen Tertiärschichten Europas weit verbreitet und auch in Schosnitz nachgewiesen ist, wird in der Regel mit *Zelkova crenata* SPACH. verglichen. Dies ist in vielen Fällen sicher richtig. Manche der hierher gestellten Blätter scheinen aber *Zelkova acuminata* (LINDL.) PLANK näher zu stehen. Dies gilt auch für ein leider nur im oberen Teil erhaltenes Blatt von Peruschen. Randbildung und Nervenverlauf sind in der für *Zelkova Ungeri* KOV. charakteristischen Ausbildung deutlich erkennbar (Taf. 15, Fig. 6). Auffallend ist die langausgezogene, schmale Spitze, wie sie so stark ausgeprägt an einem großen Material von *Zelkova crenata* nicht beobachtet werden konnte, dagegen für *Zelkova acuminata* charakteristisch ist. Es fragt sich nun, ob die beiden Blattformen spezifisch getrennt werden sollen. Eine Durchsicht der Literatur zeigt, das dies kaum möglich ist. An vielen Fundorten kommen sie gemeinsam vor, durch zahlreiche Übergangsformen verbunden. In bunter Mischung treten gedrungene und längere Blätter mit bald stumpfen, bald spitzeren Randzähnen und verschiedener Sekundärnervenzahl auf. Oft ist es ganz unmöglich, die Blätter mehr zu *crenata* oder *acuminata* zu bringen, so daß eine Trennung in zwei »Arten« nur willkürlich durchführbar wäre.

Es bleibt also nichts übrig, als alle diese Blätter einem als *Zelkova Ungeri* zu bezeichnenden Formenkreise einzufügen, der dann aber zwei lebenden Arten (vielleicht auch noch *Zelkova cretica* SPACH.) entspricht. Vielleicht kann man ihn dann als tertiäre Stammform deuten, von der die genannten lebenden Arten abzuleiten sind.

Lauraceae.

Cinnamomum.

Cinnamomum polymorphum A. Br.

Taf. 6, Fig. 9; Taf. 7, Fig. 3; Taf. 8, Fig. 9, 11.

Unter den Bluschauer Abdrücken befindet sich das Bruchstück eines ursprünglich etwa 7 cm langen, ganzrandigen, im ganzen elliptischen Blattes, das nach beiden Seiten stark verjüngt ist. Der letzte Teil von Basis und Spitze fehlte. Der Blattrand wie die Nerven sind sehr deutlich ausgebildet und deuten wie die ganze Textur des Blattes auf mehr oder weniger lederartige Beschaffenheit. Von dem geraden Hauptnerv entspringen im untersten Teil zwei wechselständige, gleichstarke Sekundärnerven unter sehr spitzem Winkel, die dem Rand parallel in steilem Bogen nach aufwärts ziehen, um sich hier mit dem nächsthöheren Sekundärnerven camptodrom zu verbinden. Diese treten erst im oberen Blatteil auf, entspringen unter viel stumpferem Winkel, zeigen im übrigen das gleiche Verhalten und gleichen den von den unteren Sekundärnerven nach außen abzweigenden Tertiärbündeln. Zwischen jenen und dem Hauptnerven sind zahlreiche, mehr oder weniger horizontale, rechtwinklig entspringende und unregelmäßig schwach gebogene Queranastomosen kenntlich, wie sie auch zwischen den oberen Sekundärnerven verlaufen (Taf. 7, Fig. 3).

Dieser Blattbau ist für die in vielen Tertiärschichten häufige Gattung *Cinnamomum* charakteristisch. Dem Fossil in allen Zügen gleichende Blätter besitzt *Cinnamomum Camphora* Nees, heimisch in Ostasien.

Die Zahl der fossilen *Cinnamomum*-Arten ist sehr groß, es ist aber bereits mehrfach darauf hingewiesen worden, daß es sich in vielen Fällen nur um Blattindividuen handelt, die durch zahlreiche Übergänge miteinander verbunden sind (Pax **35** 59; Menzel **28**, 14).

Es wird an anderer Stelle der Nachweis geführt werden, daß Menzel's Ansicht über den Umfang des *C. Camphora* entsprechenden Formenkreises *Cinnamomum polymorphum* A. Br. zu Recht besteht. Zu ihm kann auch das Bluschauer Fossil gestellt werden.

Vom gleichen Orte liegt ein Zweig mit mehreren, nur teilweise erhaltenen Blättern vor, die im Bau mit dem beschriebenen übereinstimmen, nur etwas kleiner sind. In ihren Achseln sieht man noch die für die Gattung so typischen Knospen (Taf. 6, Fig. 9).

Ein schöner Abdruck von Dirschel stimmt in der Nervatur mit den beschriebenen Stücken überein; einige Unterschiede, wie die steileren Sekundärnerven, erklären sich aus der schmäleren Form des 50 mm langen Blattes. Die feinere Nervatur ist nicht kenntlich, da die Blattsubstanz als brüchige, braune, dicke Schicht erhalten ist. Dies deutet auf eine lederartige Blattbeschaffenheit. Ein Kutikularpräparat konnte nicht angefertigt werden. Wie der Gegendruck lehrt, ist der Blattgrund stark verschmälert, fast herablaufend (Taf. 8, Fig. 9, 11). Nach oben ist das Blatt, dessen größte Breite in etwa $^2/_3$ Höhe liegt, in eine scharfe Spitze ausgezogen. Der Blattrand ist ganz umgeschlagen.

Auch dieser Blattypus findet sich bei *Cinnamomum Camphora;* fossil ist er in der Regel als *Cinnamomum Scheuchzeri* bekannt, und hier wie dort ist er durch alle Übergänge mit der breiteren, stumpflichen Form verbunden, die beide nicht getrennt werden können.

Persea.

Persea speciosa Heer.

Taf. 7, Fig. 1.

1855. *Persea speciosa* Heer, Tertiärflora der Schweiz II, 81, Taf. XC, Fig. 11, 12, Taf. C, Fig. 18.
1868. » » v. Ettingshausen, Foss. Fl. v. Bilin II, S. 147, Taf. XXXIII, Fig. 15, 16.

Dem abgebildeten Stück von Bluschau fehlen Basis und Spitze, es läßt jedoch die Nervatur deutlicher erkennen als der vollständiger vorliegende Gegendruck. Das langgestreckte Blatt ist in der Mitte am breitesten und verschmälert sich nach oben und unten allmählich. Es ist ganzrandig; der Rand bildet eine scharf sich abhebende Linie. Von dem breiten, geraden Mittelnerven entspringen zahlreiche, im unteren Blatteil einander genäherte Sekundärnerven unter ziemlich spitzem Winkel. Das untere Nervenpaar ist länger

und steiler als die übrigen und verläuft zunächst dem Rande fast parallel; die übrigen ziehen zunächst fast gradlinig oder sanft gebogen zum Rande, in dessen Nähe sie steiler werden und camptodrom verbunden sind. Mehrfach treten verkürzte Sekundärnerven auf, die sich mit den Tertiärnervillen verbinden. Diese bilden mehr oder weniger parallele, bogenförmige Queranastomosen, zwischen denen das feinmaschige, polygonale Nervillennetz sichtbar ist.

Die scharfen Nerven und die Randbeschaffenheit weisen auf ein dickes, lederartiges Blatt, wie sie den Lauraceen eigentümlich sind. Unter diesen kam nach Form und Nervatur in erster Linie *Persea*, z. B. *Persea indica* (L.) Spreng. in Frage. Aber auch *Laurus canariensis* Webb. könnte zum Vergleich herangezogen werden, besitzt aber in der Achsel der Sekundärnerven regelmäßig Drüsen, die dem Fossil fehlen. Fossile Blätter, die dem vorliegenden in allen Einzelheiten gleichen, sind mehrfach als *Persea speciosa* Heer beschrieben worden.

Insbesondere herrscht Übereinstimmung mit den Stücken aus der Tertiärflora der Schweiz (12, II, 81, Taf. C, Fig. 12; Taf. C, Fig. 18) und von Priesen (4, II, 197, Taf. XXXIII, Fig. 15, 16).

Es muß aber betont werden, daß nach Pax (3 16) die Stellung der als *Persea* bezeichneten Fossilien einigermaßen zweifelhaft ist, da auch außerhalb der Lauraceen ähnliche Blätter auftreten. In erster Linie könnte man da an *Magnolia* denken, die aber für das Bluschauer Fossil kaum in Frage kommt. Die Nerven der Magnolienblätter besitzen in der Regel eine mehr oder weniger starke Behaarung. Nun ist eine solche fossil ja kaum ohne weiteres erkennbar. Da stellenweise die dicken, hervortretenden Nerven aber vollkommen erhalten waren, bezw. aus dem Gestein herausgespült werden konnten, war es möglich, von ihnen Kutikularpräparate herzustellen. Auch sie ließen von Haaren oder den Ansatzstellen solcher nichts erkennen.

Ein von Goeppert als *Laurus* sp. bezeichnetes Blatt ist durchaus unbestimmbar, da der Abdruck außer der Blattform nichts mehr erkennen läßt. Das gilt leider auch von einigen Resten

aus dem Ton von Peruschen, die vielleicht Reste von *Laurus* er einer verwandten Pflanze darstellen.

Saxifragaceae.

Philadelphus.

Philadelphus similis Goepp.

Taf. 8, Fig. 4.

1919. Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 176.

Goeppert's *Philadelphus similis* von Schosnitz mußte solange als zweifelhaft angesehen werden, als das Original nicht untersucht werden konnte. Neben ihm liegt nun noch ein zweites Stück von gleicher Art vor; beide sind von Goeppert als *Philadelphus silesiacus* bezeichnet worden und bestätigten die bereits früher auf Grund der Abbildung in der Schosnitzer Flora ausgesprochene Vermutung von der Richtigkeit der ursprünglichen Bestimmung. Leider sind die Einzelheiten der Nervatur und Randzähnung im Laufe der Jahre recht undeutlich geworden (Taf. 8, Fig. 4), man erkennt aber, daß die Zeichnung der Flora von Schosnitz (8, Taf. XXV, Fig. 13) diese Verhältnisse richtig wiedergibt. Nur die Spitze ist nicht richtig gezeichnet. Sie ist abgebrochen; man erkennt aber deutlich, daß das Blatt viel zugespitzter war, als der Zeichner es dargestellt hat. Er hat übersehen, daß der oberste Teil eben fehlt. Blattform, Größe wie Aderung stimmen in allen Zügen mit *Philadelphus Satsumanus* Sieb. überein, einer in Japan heimischen Art, deren Blattform die gleichen großen, durch seichte, bogige Buchten getrennten Zähne aufweist. Sie wird von manchen Autoren dem osteuropäischen *Philadelphus coronarius* L. zugerechnet, dem sie jedenfalls sehr nahe steht.

Hamamelidaceae.

Liquidambar.

Liquidambar europaeum A. Br.

1919. *Liquidambar europaeum* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 166, Taf. 15, Fig. 5, 10, 11.

Zu den schon beschriebenen Stücken treten noch einige Blätter

und Früchte, u. a. das Original zu Fig. 7 auf Taf. XII der Schosnitzer Flora, von Schosnitz und Dirschel. Das Blatt von letzterem Fundort zeigt drei Hauptnerven, einen mit feinen Zähnen besetzten Rand. Die Winkel zwischen dem breiten Hauptlappen und den Nebenlappen sind stumpf.

Ob einige Bruchstücke von Peruschen hierhergehören, muß bei ihrer mangelhaften Erhaltung mehr oder weniger zweifelhaft bleiben. Die Beschaffenheit des Blattrandes, die Gestalt und Nervatur legen indessen diese Deutung nahe.

Platanaceae.

Platanus.

Platanus aceroides Goepp.

Taf. 6, Fig. 3.

1919. *Platanus aceroides* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 164, Taf. 15, Fig. 1, 2; Taf. 16, Fig. 13, 14.

Nur der obere Teil eines großen, mindestens 10 cm breiten Blattes von Ruppersdorf ist als Bruchstück erhalten. Man sieht drei breite, strahlenförmig von der gemeinsamen Basis ausgehende Hauptnerven, von denen der mittlere in der Spitze endet. Diese ist etwas ausgezogen; es kommt dies jedoch auf der Abbildung nicht zur Geltung, da der oberste Blatteil zum Teil gefaltet und umgeschlagen ist. Die Sekundärnerven sind wechselständig und ziehen sanft gebogen in einem Winkel von etwa 50 Grad zum Rande, wo sie craspedodrom in stumpfen, schwach nach oben gebogenen Zähnen enden. Die auf der innern Seite der seitlichen Hauptbündel gelegenen, unvollständigen Sekundärnerven vereinigen sich mit den mehr oder weniger geraden, parallelen, tertiären Queranastomen zu einem charakteristischen Maschennetz.

Ergänzt man das Bruchstück, was hier mit einiger Sicherheit möglich ist, so erhält man ein breites, dreifach spitz gelapptes Blatt mit strahlig-craspedodromem Nervenverlauf und grob gezähntem Rande, das trotz unvollständiger Erhaltung bestimmt werden kann, handelt es sich doch um einen im übrigen schlesischen Tertiär häufigen Blattypus. Form, Randbeschaffenheit und Ner-

vatur weisen auf *Platanus aceroides* Goepp. Von Goeppert's Abbildungen stimmt namentlich Taf. IX, Fig. 3 völlig mit dem Ruppersdorfer Abdruck überein.

Ob einige sehr unvollkommene Bruchstücke von Peruschen ebenfalls hierher zu stellen sind, ist nicht sicher zu entscheiden. Es ist aber wahrscheinlich.

Ebenfalls nur Bruchstücke großer Blätter liegen vor von Wohlau und Dirschel. Der Nervenverlauf und die Blattgröße stimmen sehr gut mit *Platanus aceroides* Goepp. überein, dessen Nervatur ja ein deutliches Erkennungsmerkmal der Art darstellt.

Rosaceae.

Crataegus.

Crataegus oxyacanthoides Goepp.

Taf. 8, Fig. 10.

1919. *Crataegus oxyacanthoides* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 168. Nachträge I, S. 379, Taf. 23, Fig. 28.

Die Originale von *Crataegus oxyacanthoides* Goepp. von Schosnitz (8 38, Taf. XXVI, Fig. 1, 2) lehren, daß die auf Grund der Zeichnungen ausgesprochene Annahme von der Richtigkeit der Bestimmung zu Recht besteht. Auch konnte die gleiche Form für Kokoschütz nachgewiesen werden.

Ein weiteres Blatt, schon von Goeppert bestimmt, stammt von Dirschel. Es stimmt mit den ja recht variablen Blättern von *Crataegus oxyantha* L. sehr gut überein und kann dem einen Schosnitzer Blatt (8, Taf. XXVI, Fig. 1) an die Seite gestellt werden. Es ist 33 mm hoch, im unteren Teil 22 mm breit und besitzt eine verschmälert geschwungene Basis, an jeder Seite drei gebuchtet eingeschnittene Lappen mit sehr feinen, vereinzelten Zähnchen und geraden Hauptnerven. Von ihm gehen schräg aufwärts gerade oder (im oberen Teil) schwach aufwärts gebogene Sekundärnerven unter spitzem Winkel in die Lappen. Die feinere Nervatur ist nur noch sehr undeutlich erkennbar, eine Folge von Staub im Verein mit Feuchtigkeit.

Ein dickschaliger Samen (?) von Dirschel, von Goeppert als

Carpolithes pruniformis Heer bezeichnet, ist durchaus unbestimmbar.

Anacardiaceae.

Rhus.

Rhus quercifolia Goepp.

Taf. 14, Fig. 1, 2.

1919. *Rhus quercifolia* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 171, Taf 15, Fig. 8; Taf. 16, Fig. 17; Taf. 17, Fig. 1; Taf. 25, Fig 3; Taf. 26, Fig. 9, 15; Textfig. 18.

Zu den schönsten der Peruschener Fossilien gehören eine Anzahl länglicher, spitz elliptischer Blätter mit teils symmetrischer, teils asymmetrischer, mehr oder weniger herablaufender Basis und unregelmäßig grob gezähntem, zuweilen gelapptem Rande. Namentlich die Blättchen mit unsymmetrischem Blattbau weisen oft einen nur auf einer Seite ausgebildeten spitzen Seitenlappen auf. Vom geraden Mittelnerven gehen in weiten Abständen wechsel- oder fast gegenständige Sekundärnerven zum Rande, wo sie bei schwacher Zahnbildung camptodrom enden, im andern Fall aber oft in die Zähne bezw. Seitenlappen ziehen.

Die Blätter können als zusammengehörende End- und Seitenblättchen eines unpaarig gefiederten Blattes gedeutet werden. Dies wird durch einen wohlerhaltenen Abdruck bestätigt, der sie uns im Zusammenhang als dreiteilig gefiedertes Blatt zeigt (Taf. 14, Fig. 1). Die Blätter zeigen große Ähnlichkeit mit dem in Schosnitz sehr häufigen Typus von *Rhus quercifolia* Goepp., mit dem sie zu vereinigen sind. Dieser fossile Formenkreis wurde mit *Rhus toxicodendron* L. verglichen. In der Tat sind die Blätter der lebenden Art sehr variabel, und unschwer findet man, wenn auch nicht allzu häufig, unter ihnen auch die schmäleren Formen des tertiären Typus wieder, die hier zu überwiegen scheinen. An eine Identität der lebenden und fossilen Form ist daher kaum zu denken. Daß aber auch breitere Blätter, wie sie, wenigstens soweit die Endblättchen in Frage kommen, bei *Rhus toxicodendron* L. die Regel sind, bei der tertiären Form vorliegen, beweist ein weiteres Blatt von Peruschen, das im übrigen mit den beschriebenen Abdrücken völlig übereinstimmt und damit vereinigt werden muß.

Aceraceae.

Acer.

Sect. Palaeo-Spicata PAX.

Acer crenatifolium ETT.

Taf. 9, Fig. 8.

1919. *Acer crenatifolium* KRÄUSEL, Pflanzen schles. Tert., S. 169.

Zu dieser Art stellt PAX (33 23), in üblicher Weise Blätter und Früchte vereinigend, die mit *Acer Pseudo-platanus* L. verglichen werden können, auch GOEPPERT's *Acer otopterix* von Striese (7 279, Taf. XXXVIII, Fig. 4). Es waren Zweifel aufgetaucht, ob dieser nicht etwa zu *Acer giganteum* gehört. Das jetzt vorliegende Original lehrt, daß PAX recht hat, wenn er diese Ahornfrucht mit *Acer Pseudo-platanus* L. in Beziehung bringt.

Sect. Palaeo-Palmata PAX.

Acer polymorphum SIEB. et ZUCC. miocenicum MENZEL.

Taf. 6, Fig. 1.

1906. *Acer polymorphum miocenicum* MENZEL, Fl. v. Senftenberg, S. 100, Taf. IX, Fig. 7, 8, 9.

Der etwa 4 cm hohe, etwas vergrößert abgebildete Abdruck von Ruppersdorf stellt das Bruchstück eines fingerförmig gelappten Blattes dar und ist recht unvollkommen, nur die rechte Hälfte etwas besser erhalten. Wir erkennen sieben Blattlappen, die von den strahligen Hauptnerven durchzogen werden. Sie enden craspedodrom in den scharf zugespitzten, schmalen Lappen, deren unterste recht klein sind. Die Lappenbuchten sind spitzwinklig.

Leider ist der Nervenverlauf an der Basis nicht deutlich erkennbar, weil hier das Blatt gefaltet und verschoben ist. Die sehr zarten Sekundärnerven entspringen in wenig spitzem Winkel, ziehen gebogen zum Rande, wo sie sich camptodrom gabeln, und lösen sich schließlich in ein sehr verzweigtes, unregelmäßige Felder bildendes Nervillennetz auf. Der Blattrand, nur an den völlig erhaltenen rechten, unteren Seitenlappen erkennbar, zeigt sehr feine Zähne.

Form, Randbeschaffenheit und Nervatur weisen auf *Acer*, und

zwar die Sect. *Palmata* Pax. *Acer polymorphum* Sieb. et Zucc. (= *Acer palmatum* Thbg.) aus Japan stimmt damit völlig überein. Pax (33 28) hat den Nachweis erbracht, daß die in diese Ahorngruppe gehörenden fossilen, namentlich aus Miocän und Pliocän beschriebenen Reste nicht auseinanderzuhalten sind, weshalb sie Menzel (29 100) zu einem Formenkreis vereinigt. Zu diesem ist auch das Ruppersdorfer Blatt zu stellen.

Sect. **Palaeo-Rubra** Pax.

Acer trilobatum (Sternb.) A. Br.

Taf. 8, Fig. 6; Taf. 15, Fig. 1, 2.

1919. *Acer trilobatum* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 169, Taf. 14, Fig. 24; Taf. 15, Fig. 9.

Unter den zahlreichen von Goeppert als *Acer strictum* bestimmten Schosnitzer Blättern, deren Hauptmasse bekanntlich zu *Vitis teutonica* A. Br. gehört, finden sich zwei abweichend gebaute Blätter. Das eine ist überhaupt kein Ahornblatt (vergl. S. 426), das andere (Taf. 8, Fig. 6) zeichnet sich durch den Besitz von drei stumpfen Lappen aus, die alle einen grob gezähnten Rand aufweisen. Die Länge beträgt 56 mm, die Entfernung zwischen den Spitzen der beiden Seitenlappen 53 mm. Nach unten ist das Blatt stark verschmälert, am Grunde kaum gebuchtet. Es zeigt nur drei strahlige Hauptnerven; die steil aufsteigenden Sekundärnerven oder ihre Verzweigungen enden in den Zähnen.

Sieht man lebendes Material durch, so findet man die gleiche Blattform bei dem atlantisch-nordamerikanischen *Acer rubrum* L. In tertiären Schichten ist dieser Blattypus weit verbreitet, es ist der bekannte *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br. in seiner häufigsten Form.

Heer (12 II, 47) hat gezeigt, daß dieser Formenkreis sehr variabel ist. Zwei weitere Formen liegen von Peruschen vor. Einmal handelt es sich da um ein ebenfalls dreilappiges Blatt mit vorgezogenem Mittellappen (Taf. 15, Fig. 2), wie es Heer auf Taf. CXIV, Fig. 8 seiner Schweizer Flora abbildet, über dessen Stellung kein Zweifel herrschen kann. Das andere, viel größere,

aber nur unvollkommen erhaltene Blatt dagegen ist fünflappig, wenngleich die untersten Nebenlappen recht klein sind (Taf. 15, Fig. 1). Alle übrigen Merkmale wie Randbeschaffenheit, Nervatur und Form des Mittellappens stimmen mit *Acer trilobatum* (STERNB.) A. BR. überein, von dem ja auch HEER mehr oder weniger fünflappige Formen beschreibt (12 III, Taf. CXII, Fig. 6). In der Tat ist ein derartiger Blattbau bei *Acer rubrum* L. gar nicht so selten zu finden; wir sind daher gezwungen, auch dieses Blatt, wenn es auch von der Normalform etwas abweicht, zu *Acer trilobatum* (STERNB.) A. BR. zu stellen.

Sect. **Palaeo-Platanoidea** PAX.

Acer laetum C. A. MEY. **pliocenicum** SAP. et MAR.

Taf. 15, Fig. 3.

1902. Sect. *Palaeo-platanoidea* PAX form. 3 (excl. *Acer Lobelii* bei SCHMALHAUSEN, Palaeont. XXXIII, 1887, 212, Taf. XXII, Fig. 5—7). *Aceraceae*, S. 53.

Unter den Peruschener Blättern finden sich einige große, gelappte Blätter mit strahligem Nervenverlauf. Entsprechend der Zahl der Lappen sind stets fünf Hauptnerven vorhanden. Die aufsteigenden Sekundärnerven enden am Rande. Dieser selbst weist nirgends Zähne auf. Das charakteristischste Merkmal der Blätter sind die an der Basis breiten, dann aber sich schnell zuspitzenden, lang ausgezogenen Lappen, zwischen denen sich breite, stumpfwinklig gerundete Buchten befinden.

Daß es sich hier um Ahornblätter handelt, steht wohl außer Frage. Sieht man die lebenden Arten durch, so ergibt sich große Ähnlichkeit mit Arten der Sect. *Platanoidea* PAX. Die Blattformen der zu dieser Gruppe gehörenden Arten lassen zwei Typen erkennen, als deren Vertreter *Acer platanoides* L. und *Acer laetum* C. A. MEY. genannt sein mögen. Die vorliegenden Blätter gehören dem durch den völligen Mangel an Zähnen ausgezeichneten Formenkreis an. *Acer Lobelii* TEN. besitzt steilere Lappen und stets spitzwinklige Buchten, von *Acer pictum* THUNB. gilt das gleiche, wenn auch weniger ausgesprochen. Dagegen weist *Acer laetum* C. A. MEY. Blätter auf, die völlig mit den fossilen

Abdrücken übereinstimmen. Innerhalb dieser Art unterscheidet Pax zwei Varietäten. Var. *colchicum* (Hartwiss) Pax besitzt meist siebenlappige Blätter mit nicht gerundeten Buchten, var. *cultratum* (Wall.) Pax dagegen die Blattform der Peruschener Blätter. Dieser Ahorn ist von Persien durch den Himalaya bis zum Yünnan und Zentralchina verbreitet.

Fossil sind ganz ähnliche Blätter bereits beschrieben worden. Das früher von Kokoschütz als *Acer* sp. beschriebene Blatt der Sect. *Palaeo-Platanoidea* gehört einem anderen Formenkreis an, dagegen zeigt *Acer laetum pliocenicum* Sap. et Mar. (= *Acer subpictum* Sap.) die gleiche Blattform wie die Peruschener Fossilien. Nicht zu trennen sind davon *Acer nervatum* Velen. und Nathorst's *Acer pictum* von Mogi, die schon von Pax (33 53) zu einem Formenkreis vereinigt worden sind. Er stellt auch Schmalhausen's *Acer Lobelii* (38 212, Taf. XXII, Fig. 5—7) hierher. Der Rest ist so schlecht erhalten, daß eine sichere Bestimmung kaum möglich ist, es scheint sich aber um eine andere Blattform zu handeln. Die genannten Fossilien werden von den Autoren ebenfalls mit *Acer laetum* C. A. Mey., der Rest von Mogi von Nathorst allerdings auch mit *Acer pictum* Thunb. verglichen. Doch hat schon Saporta dargelegt (37 100), daß das Blatt von Mogi mit seinem *Acer laetum pliocenicum* vereinigt werden kann. Die genannten fossilen »Arten« gehören einem einzigen Formenkreis an, der somit für miocäne und pliocäne Schichten von Südfrankreich über Böhmen und Schlesien bis nach Japan nachgewiesen ist. Wenn dennoch an dem ältesten Namen Saporta und Marions hier festgehalten wird, so geschieht dies, um einen neuen Namen zu vermeiden.

Daß *Acer laetum* C. A. Mey. selbst oder eine von ihm kaum zu trennende Form ein Glied der Peruschener Flora war, lehren auch einige leider nicht besonders gut erhaltene Früchte, die, soweit erkennbar, mit der lebenden Art völlig übereinstimmen.

Rhamnaceae.

Paliurus.

Paliurus ovoideus (GOEPP.) HEER.

Taf. 8, Fig. 5.

1859. *Paliurus ovoideus* HEER, Tertiärflora der Schweiz III, 76, Taf. CXXI, Fig. 58, 59; Taf. CXXII, Fig. 30.
1919. *Ceanothus ovoideus* KRÄUSEL, Pflanzen schles. Tert., S. 172.

Das vorliegende, von GOEPPERT als *Ceanothus ovoideus* beschriebene Blatt (8 36, Taf. XXII, Fig. 13) ist auf Grund der GOEPPERT'schen Abbildung vermutungsweise mit einem Blütenrest als *Ziziphus ovata* WEB. vereinigt und mit *Ziziphus Jujuba* LAM. verglichen worden (20 172). Das Original lehrt aber, daß dies den Tatsachen nicht entspricht. *Ziziphus Jujuba* LAM. hat in der Regel rundliche Blätter, während es sich hier um ein an der abgerundeten Basis am breitesten und sich nach vorn stark zuspitzendes Blatt handelt. Auch ist der Nervenverlauf ein anderer. Bei *Ziziphus* gehen die vom Mittelnerven entspringenden Anastomosen namentlich im unteren Blatteile kurz schräg parallel nach aufwärts, um sich bald mit den ebenfalls parallelen tertiären Nerven der Seitennerven zu vereinigen, so daß eine eigenartige, parallelwinklige Struktur entsteht. Bei dem Fossil dagegen ziehen die mittleren Tertiärnerven bogenförmig nach oben und lösen sich hier in ein zartes Maschennetz auf, in das auch die feinen seitlichen Tertiärnerven übergehen.

Richtig ist allerdings, daß das Blatt nicht zu *Ceanothus* gehört, wie Form und Blattrand lehren. Dieser ist, soweit lebendes Material untersucht werden konnte, bei *Ceanothus* und *Ziziphus* stets fein, aber deutlich gezähnt, während er bei dem Fossil glatt ist und nur ganz vereinzelte Zähne aufweist. So herrscht eine bis in die letzten Einzelheiten gehende Übereinstimmung mit *Paliurus aculeatus* LAM., einer von Südeuropa durch Vorderasien bis zum Himalaya und nach China verbreiteten Pflanze.

Die Bestimmnng führt demnach dazu, dem Fossil den schon von HEER (12 III, 121, Taf. CXXI, Fig. 58, 59; Taf. CXXII, Fig. 30) vorgeschlagenen Namen zu geben. Allerdings bemerkt WEBERBAUER (41 401), daß alle zu *Paliurus* gestellten, auf Blätter

begründeten Arten einigermaßen unsicher seien, »zumal dieselbe Blattform und Nervatur auch bei *Ziziphus* und anderen Rhamnaceengattungen sowie auch außerhalb der Familie zu finden ist«. Das zweite Bedenken berücksichtigt meines Erachtens nicht, daß die in Frage stehenden Blätter schon oft mit Blüten- und Fruchtresten zusammen gefunden worden sind. Es ist daher mehr oder weniger sicher, daß es sich um Rhamnaceenblätter handelt.

Hinsichtlich der Blattform und Nervatur sei auf die obigen Ausführungen verwiesen. Gewiß sind die Blätter der einzelnen Rhamnaceenblätter nicht in jedem Falle leicht unterscheidbar; die angeführten Merkmale gestatten im vorliegenden Falle aber die Zuweisung zu *Paliurus*.

Die früheren Angaben (20 173) sind entsprechend zu berichtigen. Völlig übereinstimmend gebaute Blätter hat Heer (l. c.) vom Hohen Rhonen und von Schrotzburg beschrieben. Am gleichen Orte (12 III, 76, Taf. CXXII, Fig. 27—29) stellt er seinen ebenfalls mit *Paliurus aculeatus* Lam. verglichenen *Paliurus Thurmanni* auf. Die Blätter sind aber ebenso wie *Paliurus tenuifolius* (Taf. 4, Fig. 31) von zweifelhafter Stellung. *Paliurus Colombi* Heer (15 482, Taf. L., Fig. 18, 19; Taf. XLI, Fig. 12) und *Paliurus populifolius* Ett. (4, III, 39, Taf. L, Fig. 12) sind recht ähnlich, durch Form, Randbeschaffenheit und Nervatur aber getrennt.

Ein kleines, von Goeppert als *Celtis rugosa* bezeichnetes Blatt von Schosnitz ist für genaue Bestimmung zu schlecht erhalten (Taf. 11, Fig. 4). Möglicherweise handelt es sich aber um *Rhamnus*.

Vitaceae.

Vitis.

Vitis teutonica A. Br.

Taf. 5, Fig. 6, 7.

1919. *Vitis teutonica* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 173, Taf. 26, Fig. 14.
Nachträge I, S. 382, Taf. 24, Fig. 20—23; Taf. 25, Fig. 1, 2.

Das Blatt liegt in Druck und Gegendruck vor, die zwar nur bruchstückweise erhalten sind, vereint aber ein anschauliches Bild

von dem Bau des ganzen Blattes geben. Danach handelt es sich um ein strahlig genervtes Blatt. Von der Basis entspringen sechs Nerven, von denen die beiden untersten nach unten bogenförmig geschweift sind. Sie enden in den spitzen Blattlappen. Die beiden ersten seitlichen Bündel bilden mit dem Mittelnerven einen verhältnismäßig spitzen Winkel; demgemäß erscheinen auch die zugehörigen Lappen steil aufsteigend und zugespitzt. Die bogenförmig aufsteigenden Sekundärnerven enden craspedodrom in scharfen Zähnen. Zwischenzähne fehlen dem Rande. Zwischen den Sekundärnerven sind bogenförmige Anastomosen erkennbar, wie solche auch das unterste Sekundärnervenpaar des mittleren Hauptbündels mit den seitlichen Hauptnerven verbinden. Das polygonale Nervillennetz ist sehr zart.

Zunächst erinnert diese Blattform an Ahornblätter. Sie ist unter den Tertiärfossilien häufig und in der Tat mehrfach als zu *Acer* gehörend beschrieben worden. So bezeichnet GOEPPERT die Schosnitzer Blätter dieser Art als *Acer strictum*. Es ist aber bereits darauf hingewiesen worden, daß sie zu *Vitis teutonica* A. BR. gehören, zu welcher Art auch das Ruppersdorfer Blatt gestellt werden muß.

Einige schlecht erhaltene Blattreste von Peruschen stimmen in der Form und Nervatur, soweit diese kenntlich ist, mit *Acer strictum* GOEPP. überein, so daß wohl auch für diesen Ort die Existenz der weit verbreiteten Art wahrscheinlich gemacht wird.

Tiliaceae.

Grewia.

Grewia crenata (UNG.) HEER.

Taf. 12, Fig. 2, 3.

1859. *Grewia crenata* HEER, Tertiärflora der Schweiz III, S. 42; Taf. CIX, Fig. 12—21; Taf. CX, Fig. 1—11; Taf. I, Fig. 8.

Unter den Peruschener Abdrücken finden sich häufig rundliche, stumpf zugespitzte Blätter mit herzförmiger Basis, am Grunde zuweilen tief ausgerundet, etwas länger (4—5 cm) als breit (3—4,5 cm), mit stumpf gezähntem Rande. Der Nervenverlauf

ist strahlig; obwohl der Grund zuweilen ungleichseitig ist, treten zu beiden Seiten des Mittelnerven stets gleich viel Nerven auf (in der Regel zwei oder drei, seltener vier). Sie sind wie die bogenförmigen Sekundärnerven camptodrom vor dem Rande verbunden. Die Queranastomosen sind gerade oder gebogen, an *Büttneria* erinnernd, deren kleine Blätter eine sehr ähnliche Nervatur aufweisen. Die Zähne des gekerbten Randes sind spitz oder häufiger rundlich, am Blattgrunde schwächer ausgebildet oder ganz fehlend.

Die Blattform ist mehr oder weniger variabel, manche Stücke darunter recht breit, fast nierenförmig.

Auf die Ähnlichkeit der Blätter mit *Büttneria*-Arten ist bereits hingewiesen worden. Noch größer ist aber die Übereinstimmung mit manchen *Grewia*-Arten. Die Unterscheidung der Tiliaceengattungen nach der Blattform ist, wie Schumann mit Recht betont (39 36), nicht leicht und für ein einzeln vorliegendes Blatt sicher nicht immer möglich. Dennoch ist im vorliegenden Falle die Bestimmung doch wohl durchführbar, da es sich um einen in seinen Variationsgrenzen wohlbekannten, gut charakterisierten und, wie die Durchsicht der Literatur lehrt, in tertiären Schichten weit verbreiteten Blattypus handelt, der sein lebendes Analogon innerhalb der Gattung *Grewia* findet. Fraglich scheint es allerdings, ob sich die einzelnen Arten auf Grund des Blattbaues unterscheiden lassen. Von den in Frage kommenden Arten besitzt *Grewia abutilifolia* Vent. (Ost-Indien) spitzere Zähne und kleine Zwischenzähne, auch ist der Blattgrund hier weniger gebuchtet; das gilt auch von der kleinere Blätter zeigenden *Grewia populifolia* Vahl., auch *Grewia villosa* Willd. besitzt in der Regel spitzere Zähne. *Grewia asiatica* L. und *Grewia tiliaefolia* Vahl. unterscheiden sich durch die viel steiler aufsteigenden Nerven. Völlige Übereinstimmung herrscht dagegen mit den afrikanischen Arten *Grewia obovata* K. Schum., *Grewia occidentalis* L. (Kap-Abessinien) und *Grewia echinulata* Del. (Nubien), die als Form der *Grewia villosa* Willd. angesehen wird.

Büttneriaceae.

Büttneria.

Büttneria aequalifolia (GOEPP.) FR. MEY.

Taf. 9, Fig. 9; Taf. 10, Fig. 10; Taf. 15, Fig. 4.

1919. *Büttneria aequalifolia* KRÄUSEL, Pflanzen schles Tert., S. 174, Taf. 17, Fig. 2, 3, 4; Taf. 26, Fig. 12.
Vgl. auch FRIEDRICH, Tertiärflora der Provinz Sachsen, S. 103.

Die großen, hier als *Büttneria* beschriebenen Blätter gehören zu den auffallendsten Blattabdrücken des schlesischen Tertiärs. GOEPPERT glaubte drei Arten unterscheiden zu müssen; es wurde aber für die Wersingawer Stücke bereits früher die Vermutung ausgesprochen, daß sie wohl zusammengehören. Sicher war dies jedoch nicht, solange die Originale fehlten, zumal auch andere Untersucher daran zweifelten. So stellt FRIEDRICH (6 104) nur GOEPPERT's *Dombeyopsis grandifolia* und *tiliaefolia* mit Bestimmtheit zu *Ficus tiliaefolius* (A. BR.) HEER, die dritte Art dagegen nur unter Vorbehalt. Auch MENZEL (30 187) glaubt, diese Art von den beiden übrigen trennen zu müssen.

Diese Frage konnte nunmehr an Hand zahlreicher Originale GOEPPERT's noch einmal geprüft werden. Danach ist die Vereinigung zu Recht erfolgt. Die drei Arten unterscheiden sich nicht mehr voneinander als die verschieden alten Blätter verschiedener Individuen der entsprechenden rezenten Art. Die Pflanze ist auf allen Stücken von Wersingawe, Striese und Stroppen recht häufig, die größeren Blätter dann leider oft nur bruchstückweise erhalten. Auch *Tilia permutabilis* GOEPPERT gehört dazu. Weitere Funde lehren, daß die Pflanze auch dem übrigen schlesischen Tertiär nicht fehlt. So liegt ein großes Blatt von Muskau vor (Taf. 10, Fig. 10), dessen nicht ganz erhaltener Mittelnerv 89 mm mißt. Es zeigt aufs schönste die strahligen Hauptnerven sowie die zwischen ihnen und den alternierenden Sekundärnerven verlaufenden, mehr oder weniger parallelen Anastomosen, die ein feines Nervillennetz einschließen. Auch der typische camptodrome Nervenverlauf am Rande ist an einer Stelle erkennbar. Ganz entsprechende Abdrücke stammen von Niederweichau (Taf. 9, Fig. 9)

und Peruschen (Taf 15, Fig. 4). Auch in dem Grünberger Ton sind sie häufig, meist aber schlecht erhalten. Von diesem Ort gibt bereits Engelhardt *Ficus tiliaefolius* als häufigste Pflanze an, womit unsere Blätter wohl identisch sind. Ob es sich aber um die Engelhardt'schen Originale selbst handelt, ist nicht mehr festzustellen.

Bei der Bestimmung der Blätter ist zunächst zu ihrer Beziehung zu *Ficus tiliaefolius* (A. Br.) Heer Stellung zu nehmen. Diese Art wird aus zahlreichen Tertiärschichten vom Oligocän bis ins Pliocän angegeben (vergleiche Friedrich, 6 104) und mit einigen tropischen *Ficus*-Arten verglichen. Auch diese besitzen Blätter, die den vorliegenden Fossilien gewiß ähnlich sehen, zeigen aber mancherlei Abweichungen nicht nur in der derberen Textur, sondern auch im feineren Nervenverlauf und der Form, die dagegen mit *Büttneria aspera* Colebr. (Ostindien bis China) völlig übereinstimmen. Allerdings ist die Bestimmung einzelner Blätter von Sterculiaceen und Verwandten recht schwierig, worauf namentlich K. Schumann (39 74) hinweist, der den hierher gestellten Resten wenig Wert beimißt. Man muß aber beachten, daß im vorliegenden Falle es sich nicht um einzelne Blätter handelt, sondern eine sehr große Anzahl von Abdrücken vom gleichen Fundorte verglichen werden konnten, die die Variationsgrenzen sehr deutlich erkennen ließen. Diese sind es aber nicht zuletzt die zum Vergleich mit *Büttneria* berechtigen.

Gilt dies aber auch für alle übrigen zu *Ficus tiliaefolius* A. Br. gestellten Reste? Sicher behauptet kann es z. B. werden von den durch Menzel beschriebenen Abdrücken aus dem Posener Ton (30 181), mit welcher Deutung auch genannter Autor einverstanden ist. Im übrigen konnte ich keine völlige Sicherheit gewinnen. Scheidet man zunächst einmal alle nicht durch Abbildungen belegte Angaben, sowie tatsächlich unbestimmbare Bruchstücke aus, so bleibt wenig übrig, und für dieses wenige genügen Abbildung und Beschreibung keineswegs zu einer sicheren Stellungnahme. Vergleich der Originalstücke wäre hier unerläßlich. Er wird wahrscheinlich zu dem Ergebnis führen, daß nur ein Teil

der als *Ficus tiliaefolius* (A. BR.) HEER beschriebenen Reste hierher gehört. Dies ist auch die Ansicht MENZEL's, eines der besten Kenner der tertiären Pflanzen. Er glaubt, daß z. B. die Blätter aus dem nordböhmischen Oligocän tatsächlich zu *Ficus* gehören. Unter diesen Umständen ist es nicht möglich, hier eine Revision des *Ficus tiliaefolius* (A. BR.) HEER zu geben, weshalb für die untersuchten Stücke der GOEPPERT'sche Artname beibehalten werden soll. Ein Teil der als *Ficus tiliaefolius* beschriebenen Reste ist aber wohl ebenso wie die Posener und Grünberger Blätter damit zu vereinigen.

Ob dies vielleicht nicht doch auch von MENZEL's *Phyllites anamirtaceus* (**30** 184, Taf. 15, Fig. 1, 6) gilt, der ja mit den Striesener Blättern verglichen wird, ist zum mindesten zweifelhaft. Sicher nicht der Fall ist es für einige Oppatowitzer Abdrücke (Taf. 7, Fig. 5, 6) mit scheinbar gebuchtetem Rand und nicht typisch strahliger Nervatur. Eine sichere Bestimmung der Bruchstücke ist aber nicht möglich.

Cornaceae.

Cornus.

Cornus orbifera HEER.

Taf. 14, Fig. 6.

1859. *Cornus orbifera* HEER, Tertiärflora der Schweiz III, S. 27, Taf. CV, Fig. 115—117.

Zu den besterhaltenen der Peruschener Fossilien gehört ein breitelliptisches, ganzrandiges Blatt (5 × 3,8 cm) mit herablaufendem Blattgrund und sehr charakteristischem Nervenverlauf. Von dem geraden Hauptnerven entspringen beiderseits vier Paar Sekundärnerven, die bogenförmig zur Blattspitze ziehen. Die untersten, dicht am Blattrande aufsteigenden sind fast gegenständig, die übrigen mehr oder weniger wechselständig, das letzte Paar schon in der Blattmitte angesetzt und nach der Blattspitze (diese selbst fehlt) umgebogen. Die sehr zarten Tertiärnerven gehen mehr oder weniger horizontal. Dieser Nervenverlauf zeichnet die Blätter vieler *Cornus*-Arten eindeutig aus. Und auf dieses Merk-

mal hin sind in der Tat fossile *Cornus*-Arten beschrieben worden, von denen *Cornus orbifera* Heer mit den vorliegenden Resten am meisten Ähnlichkeit aufweist, aber zahlreichere Sekundärnerven besitzt. *Cornus rhamnifolia* O. Web. (42 192, Taf. 21, Fig. 8) und *Cornus Studeri* Heer (12 III, 27, Taf. CV, Fig. 18—21) kommen für den Vergleich nicht in Frage. Es fragt sich nun, ob jenes Merkmal eine spezifische Trennung erlaubt. Dies muß nach Durchsicht eines umfassenden lebenden Materials durchaus verneint werden, sofern für die Bestimmung nur einzelne Blätter vorliegen. Die Zahl der Nerven, die Biegung der obersten Sekundärnerven wie die Blattform schwanken beträchtlich. Als lebende Arten, mit denen *Cornus orbifera* sowohl wie das vorliegende Blatt verglichen werden können, seien genannt *Cornus tartarica* Mill. (Sibirien, Nordchina), *Cornus sanguinea* L. (Europa, Westasien), *Cornus alba* L. (Nordasien), *Cornus circinata* L'Her. (Neuschottland, Virginien, Kalifornien) und *Cornus florida* L. Letztere Arten scheinen die größte Übereinstimmung aufzuweisen. Sie gehören der nordamerikanischen Flora an. Das Gebiet von *Cornus florida* L. reicht von Ostmassachusetts bis Südontario, im Süden bis Texas und Florida, auch noch nach Mexiko.

Mit dem beschriebenen können einige andere, teils kleinere, teils größere Blätter vereinigt werden, die zwar in Gestalt und Zahl der Sekundärnerven etwas abweichen. Diese Unterschiede gehen aber nicht über die Grenzen hinaus, innerhalb der entsprechende Variationen bei jeder der genannten lebenden Arten auftreten.

Reste unsicherer oder unbekannter systematischer Stellung.

Einige unbestimmbare Reste sind bereits im Anschluß an ähnliche, sicher gestellte Formen behandelt worden; hier sollen noch einige Fossilien mehr oder weniger zweifelhafter Stellung erwähnt werden.

Juglandaceae?

Juglans (?) salicifolia GOEPP.

1919. KRÄUSEL, Pflanzen schles. Tert., S. 176. Nachträge I, S. 365.

Diese von GOEPPERT von Schosnitz beschriebene Art ist von späteren Untersuchern verschieden beurteilt worden. HEER und SCHIMPER stellen sie mit einem ? zu *Juglans acuminata* A. BR., MENZEL (29 90) weist auf ihre Ähnlichkeit mit gewissen *Rhus*-arten hin und vergleicht *Rhus salicifolia* damit. Die Originale der beiden von GOEPPERT abgebildeten Blätter sind nicht vorhanden, wohl aber eine Anzahl diesen sehr ähnlicher, leider sehr schlecht erhaltener Stücke. Die Blätter sind verhältnismäßig schmal, mit verbreiterter, asymmetrischer Basis, sich allmählich zuspitzend, mit bogenförmigen, mehr oder weniger entfernt stehenden, am Rande hochaufsteigenden und dicht vor ihm camptodrom verbundenen, alternierenden Sekundärnerven. Sämtliche Blätter sind durchaus ganzrandig. Dies sowie die entfernter stehenden Sekundärnerven bestimmen mich, die Vereinigung der Schosnitzer Blätter mit *Rhus salicifolia* MENZEL als kaum zutreffend anzusehen. Zwar hebt MENZEL mit Recht hervor, daß bei vielen *Rhus*-Arten gezähnte neben ungezähnten Blättern auftreten. Da aber an den Schosnitzer Blättern niemals auch nur die geringste Spur einer Zähnung festzustellen ist, ist ihre Beziehung zu der Senftenberger *Rhus*-Art wenig wahrscheinlich.

Von MEYER (20 176) ist die Art ebenfalls als zweifelhaft bezeichnet worden, obgleich er andere, mit den Bildern GOEPPERT's wie den vorliegenden Originalstücken der *Juglans salicifolia* recht verwandte Abdrücke zu *Juglans acuminata* A. BR. gestellt hat. Sie stellen gewissermaßen den Übergang von der typischen *acuminata*-Form zu *Juglans salicifolia* dar (20, Taf. 25, Fig. 2). Sie alle weichen in manchen Zügen von dem gewöhnlichen Blattypus der *Juglans regia* L. ab; sie sind schmäler und haben weiter voneinander entfernte Sekundärnerven, deren Camptodromie deutlicher ausgeprägt ist. Entsprechende Formen treten bei *Juglans regia* L. indessen, wenn auch verhältnismäßig selten, ebenfalls auf. Bei

Durchsicht eines einigermaßen umfangreichen Materials wird man sie stets finden, und so könnte die Vereinigung der Reste mit *Juglans acuminata* A. Br. gerechtfertigt erscheinen. Indessen sollte da die Seltenheit der Blattform bei der lebenden Art, ihr regelmäßiges Auftreten bei den Schosnitzer Fossilien zur Vorsicht mahnen. Es ist ebenso gut möglich, daß eine ausgestorbene Nußart vorliegt. Daß solche im Tertiär sicher vorhanden gewesen sind, wissen wir aus dem Bau der fossilen Juglandaceenfrüchte (siehe Nagel 31). Und schließlich muß zugegeben werden, daß die Blätter auch einer ganz anderen Familie zugehören können, man könnte neben *Rhus*-Arten auch an manche Sapindaceen oder auch Leguminosen denken; eine sichere Entscheidung hierüber ist schon aus dem Grunde nicht möglich, daß die Reste das feinere Maschenwerk der Nerven nicht mehr erkennen lassen.

Alle als *Juglans salicifolia* Goepp. beschriebenen und hierzu gestellten Reste des schlesischen Tertiärs sind als vielleicht richtig bestimmt, aber doch recht zweifelhaft zu bezeichnen, Folgerungen irgend welcher Art können darauf nicht begründet werden.

Lardizabalaceae?

Sp. indet. cf. *Akebia quinata* (Thunb.) Decne.

Taf. 9, Fig. 2.

Ein von Goeppert als *Morus* sp. bestimmter Blattabdruck von Dirschel hat mit dieser Gattung bestimmt nichts zu tun. Der ungezähnte Blattrand ist nur stellenweise erhalten und läßt sich zu einem breitovalen Blatt mit verschmälerter Basis ergänzen. Das erhaltene Bruchstück ist 4 cm lang. Charakteristisch ist die Nervatur. Von dem sanft geschwungenen Hauptnerven entspringen in größeren Abständen wenige wechselständige, steile Sekundärnerven, die sich im oberen Teile eigentümlich abgesetzt verzweigen und einen dem Blattrand parallelen Bogensaum bilden. Außerhalb von ihm, dicht am Rande findet sich eine zweite Reihe solcher Schlingenbögen. Beide sind durch mehr oder weniger gerade, schräg aufwärts gerichtete, parallele Tertiärnerven verbunden, wie solche auch zwischen den Sekundärnerven auftreten. Sie schließen

ein äußerst zartes, feinmaschiges Nervillennetz ein. Die untersten Sekundärnerven entspringen am Blattgrund und sind am steilsten.

Ein gleich auffallender Nervenverlauf ist mir nur von manchen Lardizabalaceen bekannt, ganz besonders von *Akebia quinata* (THUNB.) DECNE., einer in China und Japan heimischen Pflanze. Wenn dennoch eine Benennung des Restes unterbleibt, so erklärt sich dies aus seiner unvollkommenen Erhaltung. Fossile »Arten«, mit denen er vereinigt werden könnte, liegen kaum vor, und die Zahl der unsicheren fossilen »Arten« bedarf keiner Vermehrung.

Leguminosae?

Sp. indet. (cf. *Ceratonia siliqua* L.).

Taf. 9, Fig. 1.

Ein kleines, scheinbar 4 cm langes Blättchen von Dirschel ist von GOEPPERT als *Quercus* sp. bezeichnet worden. Es ist im oberen Teil nicht erhalten, die scharfe Randlinie rechts stellt ebenfalls nicht den Blattrand dar; das Blättchen ist hier breiter gewesen. So ergibt sich ein im ganzen länglich ovales Blatt mit ungezähntem Rande und verjüngtem Grunde. Vom geraden Mittelnerven entspringen sehr zahlreiche Sekundärnerven, nur wenige Millimeter voneinander entfernt und daher fast stets gegenständig. Sie ziehen wenig steil parallel zum Rande, wo die meisten nach oben umbiegen und camptodrome Schlingen bilden. Von diesen gehen zarte Zweige zum Rande. Dieser selbst ist scharf umgebogen. Zwischen den Sekundärnerven treten zahlreiche unvollkommene auf, die entweder in die von den übrigen gebildeten Schlingenbögen einmünden oder schon vorher sich in das feinmaschige Nervillennetz auflösen.

Trotz Durchsicht eines umfangreichen Herbarmaterials konnte keine lebende Eichenart gefunden werden, die den beschriebenen Blattbau besitzt. GOEPPERT's Bestimmung ist daher zurückzuweisen. Vielleicht liegt auch nur eine Zettelverwechslung vor. Ähnliche Blätter weisen manche Arten der Asclepiadaceen, Sapotaceen und Apocynaceen auf, auch an *Ficus* könnte man denken. Doch vermag ich keine Art zu nennen, die nicht in irgend einer

Einzelheit von dem Fossil abweicht. Es zeigt sich hier wieder, wie schwer bezw. unmöglich es ist, ein einzelnes Blatt zu bestimmen, das nicht einem der häufigeren fossilen Formenkreise angehört. Die größte Übereinstimmung besteht mit der im östlichen Mittelmeergebiet heimischen Leguminose *Ceratonia siliqua* L., die insbesondere in der Nervatur dem Fossil gleicht. Leider ist aber aus der Blattform des Abdruckes aus den genannten Gründen keine Klarheit zu gewinnen, so daß schon deshalb auch diese Beziehung zweifelhaft bleiben muß. Es kann deshalb unerörtert bleiben, ob nicht auch andere Leguminosen einen ähnlichen Blattbau aufweisen. Eine Benennung derartiger Reste ist zwecklos.

Araliaceae?

Sp. indet (cf. *Kalopanax, Oreopanax*).

Taf. 8, Fig. 2.

Ein von Goeppert als *Acer strictum* bezeichnetes Schosnitzer Blatt konnte von der Mehrzahl der Stücke dieser Art abgetrennt und als *Acer trilobatum* A. Br. bestimmt werden (siehe S. 412). Man könnte meinen, und dies ist von einem Nachuntersucher auch getan worden, daß das gleiche von einem zweiten Stück der Goeppert'schen Sammlung gleichen Namens gilt. Das Blatt (Taf. 8, Fig. 2) ist ebenfalls spitz-dreilappig, der Rand entfernt gezähnt, die Nervatur handförmig, mit craspedodromen Sekundärnerven. Auffallend ist aber die Schmalheit von Haupt- und Nebenlappen, die Steilheit der letzteren, die geringe Zahl wechselständiger Sekundärnerven, der die Zahl der scharfen, aufwärts gerichteten kleinen Zähne entspricht, sowie der scharf zugespitzte Blattgrund. Fast gerade zieht der Blattrand von den Spitzen der Nebenlappen zur Blattbasis, an der nur drei Hauptnerven entspringen. Weder innerhalb des ja sehr variablen tertiären Formenkreises des *Acer trilobatum* A. Br. noch bei irgend einer lebenden Ahornart konnte eine ähnliche Blattform gefunden werden. Auch Pax, der Monograph der Aceraceen, hält es für unwahrscheinlich, daß hier ein *Acer*-Blatt vorliegt.

Ähnlich gelappte Blätter treten bei mehreren Pflanzenfamilien

auf, z. B. bei Bombaceen, Vitaceen und Sterculiaceen. Soweit das durchgesehene, umfangreiche rezente Material lehrt, unterscheiden sie sich von dem Fossil aber stets durch den Verlauf der tertiären Nerven. Am größten scheint die Ähnlichkeit mit manchen Araliaceen (*Kalopanax*, *Oreopanax*) zu sein, ohne daß eine völlig übereinstimmende Art genannt werden könnte. Ähnliche Blätter sind schon des öfteren beschrieben worden, es sei nur *Aralia Weissii* Friedrich genannt (6 131, Taf. XVIII, Fig. 1—6). Mit Recht betont aber Harms (11 16), daß die Mehrzahl der fossilen Araliaceenarten mehr oder weniger unsichere Reste darstellen. Für eine sichere Bestimmung wäre vor allem der Nachweis einer Blattscheide entscheidend, die allerdings nicht allen Araliaceen eigentümlich ist. Der Blattstiel ist bei dem Schosnitzer Blatt nicht erhalten. Auch die paläobotanische Literatur ist vergeblich nach einem ihm entsprechenden Rest durchmustert worden, es muß daher auf eine nähere Bestimmung und Benennung verzichtet werden.

Sp. indet. (cf. *Oreopanax xalapensis* Dcne. et Pl.

Taf. 8, Fig. 12.

Ein von Goeppert als *Salix* sp. bestimmtes Blatt von Dirschel ist 10 cm lang, breitlanzettlich, ganzrandig, mit verschmälertem Blattgrund und lang ausgezogener Spitze. Der Abdruck liegt nicht eben, das Blatt ist daher breiter, als das Bild erscheinen läßt. Die größte Breite im unteren Drittel wurde zu 3,2 cm berechnet. Vom geraden, starken Mittelnerven ziehen neun wechselständige Sekundärnervenpaare in nach der Spitze zu geringer werdendem Abstande steil bogenförmig aufwärts, wo sie sich vor dem Rande verzweigen und bogenförmig anastomosieren. Ihre äußersten Enden sind stark nach oben vorgezogen und enden dicht am Rande. Zwischen ihnen ist ein unregelmäßig polygonales Maschenwerk ausgebildet.

Es gibt keine Weide mit einer derartigen Nervatur. *Diospyros Toposi* Ham. (Ebenaceen) und *Antidesma japonicum* Sieb. et Zucc. (Euphorbiaceen), die eine ähnliche Gestalt besitzen, zeigen einen

anderen Verlauf der Sekundärnerven, ebenso *Quercus sundaica* Bl., die sich zudem durch ihre deutlichen Tertiärnerven sofort unterscheidet. Dagegen begegnet man dem gleichen Blattbau bei manchen Araliaceen. So herrscht ganz besonders bis in alle Einzelheiten Übereinstimmung mit den Teilblättchen von *Oreopanax xalapensis* Dcne. et Pl. (Mexiko).

Die oben genannten Gründe machen indessen auch hier eine einigermaßen sichere Bestimmung, die allein eine Benennung rechtfertigen würde, ebenso unmöglich wie im vorhergehenden Falle. Immerhin ist es nach allem sehr wahrscheinlich, daß auch die Araliaceen ein Glied der tertiären Flora Schlesiens bilden.

Damit ist die Zahl der vorliegenden Blattypen noch nicht erschöpft. Unter den Peruschener Blättern scheint auch *Sterculia labrusca* Ung. vertreten zu sein. Das Stück läßt aber außer der Blattform nichts mehr erkennen, es kann ebenso gut einem anderen Formenkreis zugehören (Vitaceen u. a.).

Ein schlecht erhaltener Abdruck von Oppatowitz (Taf. 5, Fig. 9) scheint einem großen, breitrundlichen Blatt mit herzförmigem oder gebuchtetem Grunde anzugehören. Wenigstens läßt der Verlauf der dicht stehenden, parallelen Sekundärnerven darauf schließen. Bei Anwendung der vielfach üblichen »Bestimmungs«-Methode könnte man das Bruchstück mit *Apeibopsis Nordenskiöldi* Heer (16 23, Taf. V, Fig. 6) vergleichen. Diese Art ist aber selbst nichts als ein ganz unbestimmbarer Rest.

Zum Schluß möge ein Rest Erwähnung finden, dessen Bestimmung zwar, nicht zuletzt infolge eigener Unkenntnis, noch nicht möglich ist, der aber schon wegen seiner Erhaltung Erwähnung verdient. Beim Spalten einer Schosnitzer Tonplatte kam ein 3 cm langes, rundlich ovales, breit gestieltes Blatt zutage, dessen Substanz erhalten war. Es gelang, das Blatt als ganzes vom Gestein loszulösen. Es ist äußerst dünn, im durchfallenden Licht wird die Nervatur sichtbar (Taf. 10, Fig. 4). Danach lösen sich aus dem breiten, stielartigen Grunde fünf Nerven heraus, die bogenförmig zur Spitze ziehen, durch unregelmäßige, tertiäre Queräste verbunden. Das zarte Fossil macht den Eindruck eines Blumenblattes.

Dies wird bei mikroskopischer Betrachtung bestätigt (Taf. 10, Fig. 3). Das Blättchen besteht scheinbar überhaupt nur aus den beiden Epidermen, deren Zellstruktur schon unter der Lupe kenntlich wird. Nur wenige verkohlte Reste deuten auf das Vorhandensein der inneren Blattsubstanz, die in jedem Fall sehr dünn gewesen sein muß. Die Epidermiszellen sind unregelmäßig viereckig bis polygonal, dazwischen liegen zahlreiche, kleine Spaltöffnungen verstreut. Ihr Bau weist ebenfalls auf ein Blumenblatt, ebenso die überraschende Tatsache, daß ihre Zahl und Anordnung auf beiden Blattseiten die gleiche ist. Die prachtvolle Erhaltung der Epidermen muß überraschen, es sei bemerkt, daß die Fig. 3 auf Taf. 10 ohne jede Vorbehandlung des Objekts von einer Stelle, wo die eine Epidermis beim Herauspräparieren verletzt worden war, gewonnen wurde.

Im Verein mit den schon früher beschriebenen Cutikularpräparaten lehrt dieser Befund, daß die anatomische Methode auch bei der Untersuchung tertiärer Pflanzenreste berufen sein wird, eine bedeutendere Rolle als bisher zu spielen. Reste wie die beschriebenen verdienen daher, auch wenn sie vorläufig nicht sicher bestimmt werden können, die höchste Beachtung.

Allgemeine Ergebnisse.

Bei der Sichtung der ursprünglichen Arbeiten über die schlesische Tertiärflora hatte sich schon eine gewisse Lückenhaftigkeit des Materials herausgestellt (**20** 2), weshalb damals auf allgemeine Folgerungen verzichtet wurde. Später konnte dann eine tabellarische Übersicht sämtlicher schlesischer Tertiärpflanzen gegeben werden, auch wurden ihre Beziehungen zu den Florengebieten der Jetztzeit klargelegt, soweit dies nicht schon von PAX (**36** 45) geschehen ist. Hier soll nur noch einmal auf das Alter der einzelnen Lokalfloren eingegangen werden, die ebenfalls bereits früher übersichtlich zusammengestellt worden sind.

Weitaus am besten bekannt ist die Flora von Schosnitz, wenngleich immer noch einige der von GOEPPERT beschriebenen Reste

verschollen oder von zweifelhafter Stellung geblieben sind. Einen positiven Schluß auf das Alter der Schosnitzer Schichten lassen die pflanzlichen Befunde nur in dem Sinne zu, daß sie mit der allgemeinen Annahme, die sie der oberen Hälfte des Miocäns zuschreibt, sehr gut vereinbar sind. Eine ganz auffallende Ähnlichkeit mit der Schosnitzer Flora zeigen die Reste von Ruppersdorf, ebenso wie die von Pax beschriebenen Trebnitzer Blätter (34). Handelt es sich auch nur um verhältnismäßig wenige Pflanzen, so ist doch mit Ausnahme eines Ahorns keine Art unter ihnen, die nicht auch in Schosnitz nachgewiesen wäre. Wir sind daher berechtigt, auch die Schichten von Ruppersdorf und Trebnitz als gleichaltrig zu deuten. Das gleiche gilt, wie früher gezeigt worden ist, auch von Kokoschütz und schließlich wohl auch von Wohlau. Ein höheres Alter wurde nur für den Ton von Wersingawe, Striese und Stroppen angenommen, und wenngleich *Büttneria aequalifolia* als Beweis hierfür nicht in Anspruch genommen werden kann, so sprechen die übrigen Reste (*Acer giganteum, Amesoneuron Nöggerathiae*) zur Genüge dafür, wie auch der auffallende Unterschied gegenüber den dicht benachbarten Tonen der Wohlauer Amtsziegelei. Die über der Braunkohle von Grünberg liegenden Tonschichten hat Engelhardt (3 94) ebenfalls in das Oligocän versetzt, wozu seine Befunde keinesfalls berechtigen. Leider lag von diesem Orte viel zu wenig Material vor, um diese für die Altersbestimmung der Grünberger Braunkohle so wichtige Frage zu lösen. Was aber an Resten bekannt geworden ist, steht auch mit einem mittelmiocänen oder noch geringeren Alter des Grünberger Hangenden nicht in Widerspruch.

Einige auffallende Züge zeigt die Flora von Dirschel. Wenn auch einige ihrer Vertreter nicht sicher bestimmt werden konnten, so lehren sie jedenfalls, daß hier andere Typen als in Schosnitz vertreten sind. Dies gilt auch von *Cinnamomum polymorphum* A. Br., einer in Schosnitz durchaus fehlenden, auch sonst auf das ältere Tertiär beschränkten Pflanze. Und es ist kaum angängig, dieses Fehlen auf der einen, den Nachweis auf der andern Seite als rein zufällig anzusehen, zumal hierin ja nicht der einzige

Unterschied der beiden Lokalfloren besteht. Ein höheres Alter dürfte ferner den Schichten von Bluschau und Oppatowitz zukommen. Die wenigen von diesen Orten vorliegenden und nur zum Teil bestimmbaren Reste lassen sich gleichfalls nicht mit denen von Schosnitz vergleichen und weisen auf ein höheres Alter dieser Schichten. Die Schichten von Dirschel, Bluschau und Oppatowitz können als altmiocän gedeutet werden.

Höchste Beachtung verdient schließlich die Flora von Peruschen, die aus dem Hangenden des dortigen Braunkohlenlagers stammt. Auch sie weicht von den Schosnitzer Funden stark ab. Neben Typen, die auch dort nicht fehlen, findet sich hier u. a. *Juglans Sieboldiana* MAX. *fossiles* MENZEL und vor allem *Acer laetum* C. A. MEY. *pliocenicum* SAP. et MAR. Sie lassen vielleicht vermuten, daß diese Schichten ein etwas jüngeres Alter besitzen als die von Schosnitz. Dies würde mit der Annahme eines obermiocänen Alters der schlesischen Braunkohle im Einklang stehen (FRIEDENSBURG 5), ohne ein zwingender Beweis dafür zu sein. Daß mancher andere Befund eher für ein höheres Alter spricht, ist bereits früher betont worden. Der genannte Ahorn ist bisher in Schichten nachgewiesen worden, deren Alter in der Regel als pliocän angesehen wird. Es wäre aber falsch, daraus nun das gleiche Alter für die Schichten von Peruschen folgern zu wollen. Pflanzengeographische und entwicklungsgeschichtliche Überlegungen lehren, daß diese Ahornform, die als Ausgangspunkt für eine ganze Anzahl jüngerer *Platanoidea* angesehen werden kann, schon im Miocän in Europa existiert haben muß. Und mit einem miocänen Alter des Peruschener Tones stimmen auch die übrigen Glieder seiner Flora überein.

Der die Braunkohle von Peruschen überlagernde Ton gehört danach dem oberen Miocän an.

Literatur.

Es werden nur Arbeiten erwähnt, auf die im Text ausdrücklich Bezug genommen ist. Im übrigen sei auf die früher gegebenen Literaturhinweise verwiesen.

1. Diels, L., *Polypodiaceae*. Nat. Pflanz.-Fam. I, 1902.
2. Dittrich, G., Bodenbeschaffenheit und Aufschlüsse in der Umgebung von Breslau. Jahresber. Schles. Ges. vaterl. Kult., XCII, 1914.
3. Engelhardt, H., Über Tertiärpflanzen von Grünberg in Schles. Schrift. phys. ökon. Ges. Königsberg i/Pr. XXVII, 1887. I, II, III.
4. Ettingshausen, C. v., Die fossile Flora des Tertiärbeckens von Bilin. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, M.-N.-Kl. XXVI, XXVIII, XXIX, 1867—1869.
5. Friedensburg, F., Das Braunkohlen führende Tertiär des Sudetenvorlandes zwischen Frankenstein und Neiße und die Altersfrage der schlesischen Braunkohlen. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol Landesanst., XXV, I, 1914.
6. Friedrich, P., Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen. Abh. Geol. Spezialkarte Preußen IV, 1883.
7. Goeppert, H. R., Beiträge zur Tertiärflora Schlesiens. Palaeont. II, 1852.
8. —, Die tertiäre Flora von Schosnitz in Schlesien. 1855.
9. —, Die Braunkohlenformation in Schlesien. XXXIV. Jahresber. Schles. Ges. Vaterl. Kult. 1856.
10. —, Tertiäre Pflanzenreste von Hennersdorf b. Jauer. Ebenda XXXV, 1857.
11. Harms, H., *Araliaceae*. Nat. Pflanz.-Fam. III, 8, 1898.
12. Heer, O. Flora tertiaria Helvetiae I, II, III, 1855—1859.
13. —, Miocäne baltische Flora. 1869.
14. —, Fossile Pflanzen von Nordgrönland. Flora foss. arct. I. 1869.
15. —, Contributions to the Fossil Flora of North-Greenland. Ebenda II, 1869.
16. —, Nachträge zur miocänen Flora Spitzbergens. Ebenda III, 1871.
17. —, Nachträge zur fossilen Flora Grönlands. Ebenda VI, 1880.
18. —, Nachträge zur miocänen Flora Grönlands. Ebenda VII, 1883.
19. Jablonsky, J., Die mediterrane Flora von Tarnocz. Mitt. Jahrb. Ung. Geol. Reichsanst. XXII, 1914.
20. Kräusel, R., Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1917, XXXVIII, II, 1919.
21. —, Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens I. Ebenda f. 1918, XXXIX, I, 1919.
22. —, Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens II, Braunkohlenhölzer. Ebenda f. 1918, XXXIX, I, 1919.
23. —, Welche Ergebnisse liefert die Untersuchung tertiärer Pflanzenreste. Naturw. Wochenschr. N. F. XVII, 1918.
24. —, Einige Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens. Jahresber. Schles. Ges. Vaterl. Kult., XCV, 1917.
25. Lesquereux, L., Contributions to the Fossil Flora of the Western Territories II, The Tertiary Flora. U. S. Geol. Surv. Rep. VII, 1878.
26. Ludwig, R., Fossile Pflanzen aus der ältesten Abteilung der Rheinisch-Wetterauer Braunkohlenformation. Palaeontogr. VIII, 1857.

27. MENZEL, P., Die Gymnospermen der nordböhmischen Braunkohlenformation. Abhandl. Naturwiss. Ges. Isis, Dresden 1900.
28. —, Über die Flora der plastischen Tone von Preschen und Langaujezd bei Bilin. Abh. Naturw. Ges. Isis, Dresden 1903.
29. —, Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. 46, 1906.
30. —, Pflanzenreste des Posener Tons. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXXI, 1910.
31. NAGEL, *Juglandaceae.* Foss. Cat. 6, 1913.
32. PAX, F., *Lauraceae.* Natürl. Pflanzenfam. III, 2, 1894.
33. —, *Aceraceae.* Pflanzenreich VIII, 1902.
34. —, Fossile Pflanzen von Trebnitz. Jahresber. Schles. Ges. Vaterl. Kult. LXXXIV, 1906.
35. —, Tertiärflora des Zsiltales. Botan. Jahrb. XL. Beibl. 1908.
36. —, Schlesiens Pflanzenwelt. 1915.
37. SAPORTA, G. DE, Nouvelles observations sur la flore fossile de Mogi. Ann. Sci. Nat. 6. Ser. Bot. XVII, 1884.
38. SCHMALHAUSEN, J., Über tertiäre Pflanzen aus dem Tale des Flusses Buchtorma am Fuße des Altaigebirges. Palaeontogr. XXXIII
39. SCHUMANN, K., *Sterculiaceae, Tiliaceae.* Nat. Pflanz.-Fam. III, 6. 1895.
40. UNGER, F., *Chloris protogaea.* 1847.
41. WEBERBAUER, A., *Rhamnaceae.* Natürl. Pflanz.-Fam. 1876.
42. WEBER, C. O., Über die Tertiärflora der niederrheinischen Braunkohlenformation. Palaeontogr. II, 1852.

Druckfertig abgeschlossen am 10. November 1919.
Druck verfügt am 22. Juni 1920.

Über Protasolanus, eine neue Lepidophytengattung aus dem deutschen Culm und über die Gattung Asolanus Wood.

Von Herrn **Oscar Hörich** in Berlin.

Hierzu Tafel 16 und 17.

Von Herrn Dr. WIEPRECHT-Neuhaldensleben wurden uns zwei Stücke von zwei im Culm von Neuhaldensleben aufgefundenen Stammresten übersandt. Da sich sofort herausstellte, daß hier eine bisher unbekannte Pflanze vorlag, überließ uns Herr Dr. WIEPRECHT in dankenswerter Weise dieses Fossil zur Bearbeitung und schenkte die betr. beiden Bruchstücke der Preuß. Geolog. Landesanstalt; diese sind in Taf. 17, Fig. 2 besonders gekennzeichnet.

Die ganzen Fossilien sind zwei flachgedrückte Stämme von erheblicher Länge, die sich in der Weise zusammengelagert fanden, daß sich ihre unteren Enden berührten, während sie nach den Spitzen hin divergierten. Nach Ansicht des Herrn Einsenders ist trotzdem nicht anzunehmen, daß beide Stücke als Zweige einem gemeinsamen Stamme entsprossen sind. Wahrscheinlicher ist, daß sie durch Einschwemmung derartig zusammengelagert wurden. Der größte Stammrest mißt etwa 4 m, der kleinere reichlich 3 m. Beide sind noch oben deutlich verjüngt. In der Breite messen die beiden uns überlassenen Stücke etwa 12 cm, bezw. 6 cm. Es sind beides Steinkerne. Das größere Stück zeigt wohl die wahre Oberfläche des Stammes, da die Blattnarben in ihrer Form recht deutlich erhalten sind; nur ganz unbedeutende Teile der Außen-

fläche, etwa die Epidermis, könnten verloren gegangen sein. Das kleinere Stück dagegen hat wesentlichere Teile seiner äußeren Gewebeschichten verloren, so daß hier ein tieferer Rindenerhaltungszustand vorliegt.

Das breitere Stück (Taf. 16, Fig. 1) zeigt die Blattnarben in ihrer Form sehr gut erhalten. Sie sind in steilen Spiralen über die Stammoberfläche verteilt und bilden außerdem parallele Längsreihen, so daß sie unter einander in regelmäßigem Quincunx angeordnet und von einander sehr weit entfernt sind. Ein Blattpolster ist nicht vorhanden, sie heben sich aber deutlich aus der Stammoberfläche heraus, besonders an ihrer unteren Begrenzung. Ihre Gestalt (Taf. 17, Fig. 3) ist ungefähr ein über Eck gestelltes Quadrat, das an der oberen Ecke mehr abgerundet, vielleicht auch ein wenig eingebogen ist. Die seitlichen Ecken tragen eine kurze, schräg-abwärts laufende, kantenförmige Verlängerung, die als eine Fortsetzung der oberen Begrenzungslinien der Blattnarben erscheint. Auf der Mitte der Blattnarbe liegen drei Närbchen in einer Horizontalen. Das mittlere Närbchen, das dem Blattleitbündel entspricht, ist rundlich; die beiden Seitennärbchen, die jedenfalls dem »Parichnos« der Lepidodendren und Sigillarien homolog sind, lassen sich nur undeutlich erkennen, scheinen aber, wie bei den Sigillarien, linienförmig, konvex nach außen gestaltet zu sein. Dem bloßen Auge erscheinen die Seitennärbchen eine ringförmige Umgrenzung auf der Blattnarbe zu bilden, in deren Mitte das Zentralnärbchen liegt, so daß eine ähnliche Närbchengestaltung vorläge wie bei dem hinten (S. 443) zu besprechenden *Asolanus*. Unter der Lupe aber lassen sich die beiden getrennten Seitennärbchen ziemlich deutlich beobachten. Eine Ligulargrube ist nirgends nachzuweisen, obwohl die Einbuchtung, die stellenweise an der obersten Spitze der Blattnarbenbegrenzung scheinbar vorhanden ist, die Vermutung nahelegt, daß hier eine Ligulargrube gesessen hat. Da sie aber auch nicht andeutungsweise zu beobachten ist, muß man annehmen, daß sie auch nicht vorhanden gewesen ist, wie es ja noch einige andere Lepidophyten (*Cyclostigma*, *Omphalophloios*, *Phialophloios*) gibt,

die der Ligula entbehren. Zwischen den senkrechten Reihen der Blattnarben ist die Stammoberfläche bedeckt mit längsverlaufenden, groben Runzeln, die miteinander anastomosieren und ganz wie ein Abdruck eines sklerenchymatischen Gewebes aussehen. Unter der Annahme, daß an dem vorliegenden Stücke die Epidermis verloren gegangen ist, muß man schließen, daß diese Pflanze unter der Epidermis ein widerstandsfähigeres Gewebe besaß, wie es in ähnlicher Weise bei den Dictyoxylon-Rinden auftritt. Die senkrechten Reihen, auf denen die Blattnarben liegen, zeigen eine glatte Oberfläche und erscheinen ganz schwach eingesenkt. An einigen Stellen verläuft von der Blattnarbe abwärts ein ziemlich langgestreckter Wulst, der sich nach unten hin allmählich verliert

Dieser Wulst, der durchaus an Knorria-Bildungen erinnert, tritt noch viel deutlicher bei dem schmaleren Stück (Taf. 16, Fig. 2) hervor. Bei diesem sind offenbar außer der Epidermis auch noch einige von den äußeren Rindenlagen verloren gegangen. Es sind daher die Blattnarben nur noch in ihren ungefähren Umrissen erhalten, die knorriaartigen Wülste aber heben sich klarer heraus. Die längsverlaufenden Runzeln zwischen den Blattnarben sind wie bei dem ersten Stück noch vorhanden. Die Rückseite dieses Stückes (Taf. 16, Fig. 3) stellt eine Oberfläche dar, die noch tiefer nach dem Stamminnern hin liegt als die der Vorderseite. Die Blattnarben sind ganz verschwunden, und die knorriaartigen Wülste sind so lang ausgezogen, daß sie mehr oder weniger in einander übergehen und stellenweise als langgestreckte Rippen über die Oberfläche hinziehen. Der Ansatzpunkt der Blattnarben ist durch deutliche Anschwellungen auf diesen Rippen erkenntlich; die Anschwellungen sind wohl bedingt durch das sich hier in zwei Stränge gabelnde Parichnosgewebe. Hier und da ist auf diesen Anschwellungen eine schwache, nach abwärts sich verlierende Furche bemerkbar, die jedenfalls dem in dem Mittelnärbchen der Blattnarbe endigenden Leitbündel entspricht. Die Oberfläche zwischen den Rippen ist glatt und zeigt nichts mehr von der für die beiden anderen Oberflächen charakteristischen Längsrunzelung.

Die beiden Stammreste gehören einer Lepidophytenart an.

Die regelmäßige Anordnung der von einander sehr weit entfernten Blattnarben auf parallelen Längsreihen und der Mangel eines Blattpolsters erinnert zunächst an gewisse Gruppen der Sigillarien; auch scheint die Gestalt der Närbchen mit der bei den Sigillarien übereinzustimmen. Abweichend jedoch ist die Form der quadratischen Blattnarben mit den seitlichen kantenförmigen Verlängerungen und ganz besonders die Knorrienbildungen, die bei echten Sigillarien noch niemals beobachtet worden sind.

Die Knorrienbildungen im Verein mit der Oberflächenskulptur fordern einmal zum Vergleich mit *Bothrodendron* auf. Bei diesem sind aber die Blattnarben ganz wesentlich kleiner. Auch ist die linsen- bis kreisförmig-ovale Gestalt der in deutlichen Schrägzeilen angeordneten Blattnarben durchaus verschieden von der Blattnarbenform des vorliegenden Fossiles. Darauf hinzuweisen ist vielleicht noch, daß die Knorrienwülste bei *Bothrodendron* mit einem breiteren unteren Ende aus der Stammoberfläche heraustreten und an ihrer verjüngten Spitze die Blattnarben tragen, während sie bei dem vorliegenden Fossil gerade an ihrem oberen, an die Blattnarbe anstoßenden Ende verbreitert sind und sich nach abwärts verjüngen. Dem zeitlich geologischen Vorkommen nach könnte das vorliegende Fossil mit der vom Culm bis zum oberen Prod. Carbon auftretenden Gattung *Bothrodendron* (excl. *Cyclostigma*) in Beziehung gebracht werden, nach den angegebenen äußeren Merkmalen aber ist seine Einordnung in diese Gattung nicht möglich.

Ein weiterer Vergleich auf Grund der Knorrienbildung wäre der mit *Asolanus*. Wie sich dabei herausstellte, ist diese eigenartige Gattung bis in die neueste Zeit strittig und sogar ganz unberücksichtigt geblieben, so daß eine genauere Klarstellung dieser Gattung dringend erwünscht scheint. Es soll deshalb weiter unten ausführlicher darüber gesprochen und hier nur auf die Unterschiede hingewiesen werden, die das vorliegende Fossil von der Gattung *Asolanus* trennen.

Mit *Asolanus* hat das vorliegende Fossil das auf den ersten Anblick subsigillarienähnliche Aussehen und die Knorrienbildungen

gemeinsam, es ist aber doch in wesentlichen Punkten unterschieden. Die Blattnarben sind bei *Asolanus* niemals in regelrechten Orthostichen angeordnet, sondern stets in mehr oder weniger steilen Spiralen; auch sind sie nicht so weit von einander entfernt wie bei dem vorliegenden Fossil. Die Gestalt der Blattnarbe ist nicht querquadratisch, sondern querrhombisch mit stark abgerundeter oberer und unterer Ecke, so daß sie meist etwa linsenförmig wird. Die seitlichen Ecken sind sehr spitz und in horizontale kantenförmige Verlängerungen ausgezogen. Über die Närbchen auf der Blattnarbe hat sich noch nicht völlige Klarheit schaffen lassen. An den besterhaltenen Stücken läßt sich nur eine größere rundliche Narbe beobachten, in der eine oder zwei punktförmige Närbchen bemerkbar sind. Eine etwas ähnliche Ausbildung scheint auch auf den ersten Anblick bei dem vorliegenden Fossil hier und da aufzutreten, drei getrennte, auf einer Horizontalen liegende Närbchen sind aber bei *Asolanus* mit Sicherheit noch nicht nachgewiesen. Auf der Oberfläche findet sich eine sehr charakteristische feine, von Blattnarbe zu Blattnarbe verlaufende, mehr oder weniger steile Diagonalstreifung. Bei dem vorliegenden Fossil fehlt diese ganz; dafür tritt zwischen den Längszeilen der Blattnarben eine grobe Längsrunzelung auf. Berechtigen somit schon diese Unterscheidungsmerkmale dieses Fossil von *Asolanus* zu trennen, so gibt das geologische Vorkommen noch weitere Veranlassung dazu. *Asolanus* kommt, soweit bisher bekannt, nur im oberen Teile des Prod. Carbons vor, während das vorliegende Fossil aus dem Culm stammt. Für die Aufstellung neuer fossiler Arten hat die geologische Verbreitung natürlich keine ausschlaggebende Bedeutung. In Verbindung mit unterscheidenden Merkmalen verdient sie immerhin Erwähnung.

Die Rückseite des schmaleren Stückes (Taf. 16, Fig. 3) des vorliegenden Fossiles zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit der bei Weiss-Sterzel (Die Sigillarien. II. Subsigillarien. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 2, S. 77—80, Taf. VII, Fig. 33 u. 34, 1893) abgebildeten *Sigillaria reticulata* var. *fusiformis*. Das Weisssche Stück ist ein Steinkern mit knorriaartigen Wülsten,

die in regelmäßigen Längsreihen angeordnet sind und meist vertikal mit einander zusammenhängen. Die Wülste haben spindelförmige Gestalt und tragen auf ihrer Oberfläche eine schwache Längsfurche, an deren oberem Ende sich eine punktförmige Vertiefung findet. Die Oberfläche des Steinkernes ist zwischen den spindelförmigen Wülsten mit einer feinen, parallelen Längsstreifung versehen, die Anastomosen erkennen läßt.

Dem Steinkern sitzt an einer Stelle noch ein kleiner Rest Kohlenhaut an, der eine gut erhaltene Blattnarbe und etwas von der Stammoberfläche zeigt. Die Blattnarbe ist horizontal gestreckt und hat ungefähr rhombische Gestalt. Die seitlichen Ecken sind sehr spitz, die untere ist abgerundet. Die obere Begrenzungslinie ist schwach eingekerbt. Auf der Mittellinie der Narbe liegen drei Närbchen in einer Horizontalen. Das mittlere ist unregelmäßig rundlich, die etwas kleineren Seitennärbchen sind kreisförmig. Dicht am oberen Rande der Blattnarbe, in der Einkerbung, wird von WEISS-STERZEL (a. a. O. Fig. 34 A) die Spur eines eingesenkten Punktes angegeben, die die Ligularnarbe darstellen würde. An dem Original ist aber davon nichts zu bemerken; an dieser Stelle findet sich nur ein Riß in der Kohlenhaut, durch den vielleicht die Ligularnarbe verschwunden ist. Auf Grund einer einzigen Blattnarbe läßt sich über das Vorhandensein oder Fehlen einer Ligulargrube nichts mit Sicherheit angeben. Die Oberfläche der Kohlenhaut zeigt zwischen den Längszeilen der Blattnarben senkrecht verlaufende, anastomosierende grobe Runzeln. Unterhalb der Blattnarben findet sich ein langgestrecktes, schmales, glattes Feld, das in seinem oberen Teile einige schwache, kurze Querrunzeln trägt. Nach WEISS-STERZEL soll dieses Feld und auch die längsverlaufenden Runzeln mit sehr feinen Querrunzelchen überzogen sein, zwischen denen eigentümlich reihenweise angeordnete Punkte bemerkbar sein sollen; am Original ist aber dergleichen kaum wahrzunehmen.

Die Ähnlichkeit des uns vorliegenden schmaleren Stammrestes mit diesem WEISSschen Fossile ist nur eine äußerliche. Beide stimmen in der Anordnung der Blattnarben, in dem Vor-

handensein der groben Längsrunzelung zwischen den senkrechten Blattnarbenzeilen und dem schmalen glatten Felde unterhalb der Blattnarbe überein. Aber schon der vollkommene Mangel der bei dem Weissschen Fossil so klar hervortretenden feinen Längsstreifung der Steinkernoberfläche stellt ein gewisses Unterscheidungsmerkmal dar, wenn auch nicht übersehen werden darf, daß dieser Mangel vielleicht in dem Erhaltungszustand begründet sein kann. Recht verschieden ist die Form der Wülste, die bei unserem Stücke gar nicht spindelförmig, sondern sehr viel länger gestreckt sind und weit mehr an Knorrienwülste erinnern. Die Blattnarben liegen viel weiter von einander entfernt als bei dem Weissschen Fossil und weichen in ihrer quadratischen Gestalt mit den seitlichen kantenförmigen Verlängerungen wesentlich von diesem ab.

Die beiden uns vorliegenden Stammstücke, die ihren äußeren Merkmalen nach nur zu den Lepidophyten gehören können, stimmen mit keinem der bis jetzt bekannten Pflanzenreste überein. Am meisten Ähnlichkeit zeigen sie mit der Gattung *Asolanus*, von der sie aber durch sehr wesentliche Merkmale sowie das geologische Alter verschieden sind. Es ist daher wohl begründet für diese beiden Stücke eine neue Gattung aufzustellen, der man im Hinblick auf die Ähnlichkeit mit *Asolanus* den Namen *Protasolanus* geben kann. Als Artname wird vorgeschlagen *Wieprechti*, nach dem Übersender dieser eigenartigen Stücke.

Wie vorn angegeben, hat diese Pflanze anscheinend keine Ligula besessen. Da es nun noch einige andere Gattungen unter den fossilen Lepidophyten gibt, die nach unserer bisherigen Kenntnis der Ligula entbehren (*Cyclostigma*, *Omphalophloios*, *Phialophloios* u. a.), so könnte man wohl diese alle zu einer besonderen Gruppe der Lepidophyten, den *Eligulatae*, zusammenfassen, wie ja auch die recente Botanik die *Lycopodiales eligulatae* den *Lycopodiales ligulatae* gegenüberstellt. Der Namen *Lepidophyta* würde dadurch eine etwas andere Bedeutung bekommen, indem nach den bisherigen Anschauungen in dieser Reihe Pflanzen zusammengefaßt wurden, die eine Ligula besaßen. In der zweiten

Auflage von POTONIÉS »Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie«, das im Erscheinen begriffen ist, hat GOTHAN denn auch den veränderten Tatsachen Rechnung getragen und die Lepidophyten in zwei Gruppen geteilt: solche mit Ligula und solche ohne Ligula.

Vorkommen: Culm von Süplingen bei Neuhaldensleben.

Asolanus Wood.

Sigillaria BRONGT. bei Goldenberg z. T., Fl. saraep. foss., II. S. 22. 1857.
Asolanus WOOD, Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia, S. 238. 1860.
Pseudosigillaria GRAND'EURY, Fl. carbonif. Loire, S. 142. 1877.
Sigillaria-Camptotaenia GRAND'EURY, Bass. houill. Gard, S. 260. 1890.

Über die Berechtigung der Gattung *Asolanus* WOOD gehen die Ansichten der verschiedenen Forscher bis in die neueste Zeit sehr auseinander. Die große Ähnlichkeit, die diese Stammreste zweifellos mit den Subsigillarien aufweisen, führte dazu, sie bei den Sigillarien einzureihen oder mindestens in sehr nahe Beziehung zu diesen zu setzen. Selbst WOOD, der die Gattung *Asolanus* aufstellte, ließ sie später wieder fallen und ordnete die fraglichen Fossile in die Gattung *Sigillaria* ein. Erst in neuester Zeit sind die wesentlichen Merkmale, die die Berechtigung der Gattung *Asolanus* feststellen, hervorgehoben worden, ohne jedoch eine allgemeine Anerkennung gefunden zu haben. So führt z. B. SEWARD in dem 1910 erschienenen 2. Teil seines Handbuches »Fossil Plants« den Namen *Asolanus* gar nicht auf, auch nicht etwa unter »*Sig.*« *camptotaenia*. Es sollen deshalb im folgenden die Berechtigung der Gattung *Asolanus* und ihre Beziehungen zu anderen Gattungen klargestellt werden.

Erhalten sind Stammreste von verschiedenen Dimensionen; die größten beweisen, daß es sich um baumförmige Gewächse handelt. Eine Verzweigung hat noch nicht nachgewiesen werden können. GOLDENBERG (Fl. Saraep. foss., II. S. 23. 1857) nahm eine solche an, da er mehrfach neben sehr großen Stammresten solche von geringem Durchmesser beobachtete. Eine Verzweigung ist wohl vorhanden gewesen, war aber vielleicht nicht häufig.

Die Stammreste tragen Blattnarben, die in Schrägzeilen angeordnet sind (Taf. 17, Fig. 1); regelmäßige Orthostichen

treten niemals auf, wenn auch bisweilen die Blattnarben das Bestreben zeigen sich in Vertikalzeilen »auszurichten« (Taf. 17, Fig. 1). Wo bei einzelnen Stücken echte Orthostichen auftreten (s. S. 456/7 *A. Manephlaeus* u. *A. ornithicnoides*), ist es sehr fraglich, ob diese mit Recht zu *Asolanus* gestellt wurden. Im allgemeinen liegen die Blattnarben in regelmäßiger, nicht sehr großer Entfernung bei einander. Grand'Eury (Bass. houill. Gard, Taf. IX, Fig. 7; Taf. XXII, Fig. 1, 1890) hat aber einige Stücke beobachtet, bei denen in der regelmäßigen Anordnung der Blattnarben Zonen mit dichter beieinanderliegenden Narben auftreten. Er hat daraufhin eine neue Art, *Pseudosigillaria dimorpha*, gegründet, obwohl offenbar diese Zonen nur durch Wachstumsstörungen nach Art der »Wechselzonen« bei Sigillarien veranlaßt sind. Die Stammoberfläche ist bedeckt mit dichten, feinen, geraden oder gekrümmten, parallelen Streifungen, die von einer Blattnarbe zu den vier nächstgelegenen verlaufen. Diese Streifungen treten entweder bündelartig auf und es entsteht dann eine rautenförmige Ornamentierung, in deren Eckpunkten die Blattnarben liegen. Die innere Fläche der Rauten ist ebenfalls mit einer feinen Parallelstreifung versehen, die aber häufig weniger deutlich hervortritt. Oftmals sind aber die Streifungen ziemlich steil, mitunter fast senkrecht (Taf. 17, Fig. 1). Es ist dann die Stammoberfläche überzogen von einer mehr oder weniger senkrechten von Narbe zu Narbe sich hinziehenden, bisweilen sinusartig geschlängelten feinen Parallelstreifung. Die Blattnarben sitzen nicht auf Polstern, heben sich aber aus der Stammoberfläche etwas heraus. Grand'Eury (Bass. houill. Gard, Taf. IX, Fig. 10. 1890) hat ein jüngeres Zweigstück abgebildet, das in seinem oberen Teil lepidodendronähnliche Blattpolsterung zeigt, und das er deswegen als besondere Art, *Sigillaria-Camptotaenia lepidendroides*, ansieht. Es könnten wohl die Blattnarben an den Zweigenden abweichend gestaltet sein, die Abbildung macht aber mehr den Eindruck, als ob ein etwas eigenartiger Erhaltungszustand vorliegt. Die Gestalt der Blattnarben ist etwa querrhombisch bis linsenförmig. Die obere und untere Ecke ist ziemlich stark abgerundet, die seit-

lichen Ecken sind scharf zugespitzt und meist etwas leistenartig horizontal ausgezogen. Der obere Rand der Narbe ist mitunter ein wenig eingebuchtet. In dieser Einbuchtung findet sich nach ZEILLER (Fl. foss. Valenciennes, S. 589. 1888) ein sehr kleines punktförmiges Närbchen, das als Ligularnärbchen zu deuten wäre. Eine gleiche Angabe findet sich in einer späteren Arbeit von ZEILLER (Fl. foss. Blanzy et Creusot, S. 158, Taf. XLI, Fig. 3a. 1906). Ähnliche Angaben finden sich bei WEISS-STERZEL (Subsigillarien. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 2, S. 71, Taf. IV, Fig. 22. 1893) und WHITE (Foss. Fl. Missouri, S. 234, Taf. LXX, Fig. 3a und b. 1899). In allen Abbildungen ist aber nur eine ganz schwache, unklare Andeutung zu bemerken. Da aber sonst nirgends Angaben über ein derartiges Mal gemacht werden und an den uns zur Verfügung stehenden Stücken nichts dergleichen zu beobachten ist, muß das Vorhandensein einer Ligula vorläufig noch bezweifelt werden. Auch über die Närbchen auf der Blattnarbe besteht noch keine vollständige Klarheit, da der Erhaltungszustand aller bis jetzt bekannten Stücke in diesem Punkte merkwürdig unvollkommen ist. GOLDENBERG (Fl. Saraep. foss., II, S. 23, Taf. VI, Fig. 1. 1857) gibt drei Närbchen an; das mittlere punktförmig, die beiden seitlichen länglich. Nach WEISS-STERZEL (a. a. O., S. 68) ist diese klare Unterscheidung der drei Närbchen an dem Original aber nicht möglich, dagegen bilden sie (a. a. O. Taf. IV, Fig. 23A) ein Stück ab, das auf der Blattnarbe drei Närbchen einigermaßen erkennen läßt. Diese haben etwa die Gestalt, wie sie bei den Sigillarien auftritt, die Seitennärbchen zeigen aber teilweise das Bestreben, sich ringförmig zusammenzuschließen. In den weitaus meisten Fällen, die offenbar die wahre Gestalt der Närbchen zeigen, ist diese Zusammenschließung der Seitennärbchen vollständig, so daß eine größere ringförmige Bildung entsteht, die eine Einsenkung umschließt (WEISS-STERZEL, T. IV, Fig. 22 A). Das Zentralnärbchen ist dann verschwunden, und an seiner Stelle treten am oberen und unteren oder nur am unteren Rande der Ringbildung je ein punktförmiges, häufig nicht klar zu erkennendes Närbchen auf. Es hat dann den Anschein, als ob

die Blattnarbe nur ein größeres Närbchen trägt, und solche Stücke hat Lesquereux mit dem Artnamen *monostigma* belegt. Am unteren Rande sitzt der Blattnarbe wie ein Tragpolster ein glattes, konvex gewölbtes, etwa dreieckiges, schuppenförmiges Feld an, das sich mehr oder weniger weit nach abwärts erstreckt (Taf. 17, Fig. 1, 1b), in manchen Fällen auch fast ganz verschwunden ist. Ein ähnliches schmaleres Feld findet sich bisweilen unmittelbar über dem Blattnarbenrande (Taf. 17, Fig. 1a, b). An das untere Tragpolsterähnliche Feld schließt sich eine wulstförmige, nach abwärts sich verjüngende Verlängerung an, die sich häufig bis in die Nähe der nächsten darunter gelegenen Blattnarbe erstreckt. Besonders deutlich treten diese Wülste an mehr oder minder entrindeten Stammresten auf (Weiss-Sterzel, Taf. 5, Fig. 28). Sie zeigen dann eine große Ähnlichkeit mit Knorrienbildungen, haben aber meist mehr spindelförmige Gestalt. Ihr Zusammenhang mit den Blattnarben läßt sich mehrfach an Stücken, die noch Reste der kohligen Außenrinde tragen, nachweisen (Weiss-Sterzel, Subsigillarien, Taf. V, Fig. 28. 1893). Diese knorriaartigen Bildungen sind, wie bei *Lepidodendron* und *Bothrodendron*, entstanden durch Ausfüllung des nach der Zerstörung des Leitbündels und des wohl auch vorhandenen Parichnos auftretenden Hohlraumes mit Gesteinsmasse. Sie durchsetzen vom Holzkörper her in steiler, schräger Richtung die Rinde und tragen an ihrem oberen Ende die Blattnarbe. Häufig ist die Spitze dieser Wülste mitsamt der Blattnarbe ausgebrochen, und es entstehen dann an Stelle der Blattnarben elliptische Vertiefungen, die dem Fossil ein ganz anderes Aussehen geben (Goldenberg, Fl. Saraep. foss., II, S. 23, Taf. VI, Fig. 3 u. 4. 1857). Ihre Bestimmung als *Asolanus* ist aber sichergestellt durch Stücke, die noch Reste der kohlig erhaltenen Blattnarben tragen. An einem Originalstück von Weiss hat Koehne (Abb. u. Beschr. II, 37, Fig. 5. 1904) einen Marksteinkern herauspräpariert, der eine ähnliche feine Längsstreifung zeigt[1]) wie der Marksteinkern der Sigillarien. Eine solche innere Achse hat auch Grand'Eury (Bass. houill. Gard, S. 261. 1890) bei *Aso-*

[1]) Leider hat sich das Stück noch nicht wieder finden lassen.

lanus festgestellt; die Längsstreifung soll jedoch von der bei Sigillarien auftretenden verschieden sein.

Blätter sind im Zusammenhang mit den Stammresten noch nicht mit Sicherheit aufgefunden worden, es sind aber einige wenige Stücke bekannt geworden, die mit Blättern vergesellschaftet sind (GOLDENBERG, Fl. Saraep. foss., Taf. VI, Fig. 2, 1857; besonders WEISS-STERZEL, Taf. IV, 24) in der Art, daß wohl eine Zusammengehörigkeit angenommen werden muß. Die Blätter sind lang, schmal, lineal, mit einer Mittelrippe. LESQUEREUX (Coal Fl. Pennsylvania, III, S. 793. 1884) beschreibt Blätter, ohne anzugeben, ob sie mit dem Stammrest in organischer Verbindung stehen, und ohne eine Abbildung hinzuzufügen. Sie sind schmal, besitzen einen dicken, auf der Blattunterseite kielartig vortretenden Mittelnerv und zu beiden Seiten einen schwachen, unvollständig erhaltenen Seitennerv. GRAND'EURY (Bass. houill. Gard, Taf. IX, Fig. 5 u. 8. 1890) gibt zwei Abbildungen, die Blattreste in anscheinend natürlicher Lagerung zu dem Stammrest zeigen. Diese Blattreste sind ganz anders gestaltet. Sie sind eiförmig-lanzettlich, auf der einen Abbildung an der Spitze abgestumpft und ohne Rippen, auf der anderen Abbildung nach oben hin zugespitzt und mit einer deutlichen Mittelrippe. Da diese beiden Abbildungen im ganzen nicht sehr klar sind, kann man bezüglich der Blätter auch keinen sicheren Schluß ziehen. Anzunehmen ist nach allem, daß die Blätter sigillarienartig waren.

Über Fortpflanzungsorgane liegt bisher nur eine einzige Beobachtung vor. LESQUEREUX (Coal Fl. Pennsylvania, III, S. 794. 1884) beschreibt einige eigentümliche Zapfenreste, die er mit einem als *Sigillaria monostigma* bestimmten Stammrest derartig vergesellschaftet fand, daß er eine Zusammengehörigkeit für sicher hält. Sie sollen — eine Abbildung wird leider nicht gegeben — große Ähnlichkeit mit dem von ihm früher beschriebenen *Trochophyllum clavatum* zeigen und werden von ihm *Sigillariostrobus Laurencianus* genannt. WHITE (Foss. Fl. Missouri, S. 235. 1899) hält mit Recht die Zusammengehörigkeit dieser Zapfen mit dem Stammrest für sehr zweifelhaft, da sie nur auf ein gemeinschaftliches Vorkommen begründet ist.

Als Wurzeln bringt Lesquereux (Coal Fl. Pennsylvania, II, S. 517. 1880) mit seiner *Sigillaria monostigma* unterirdische Organe in Zusammenhang, die er zunächst (Geol. Surv. Illinois, IV, S. 450, Taf. XXIX, Fig. 3. 1870) als *Sigillarioides stellaris* sp. nov., später (Coal Fl. Pennsylvania, II Text, S. 516. 1880; Atlas Taf. LXXIV, Fig. 5 u. 7. 1879) als *Stigmaria stellaris* beschrieb. Die Abbildungen Fig. 3, Taf. XXIX und Fig. 7, Taf. LXXIV stellen ein und dasselbe Stück dar, einen Stigmarien-ähnlichen Rest, dessen in regelmäßigem Quincunx angeordnete Narben unregelmäßig rundliche bis eckige Form zeigen und kein Närbchen erkennen lassen. Die Oberfläche ist mit Streifungen bedeckt, die bündelartig diagonal von Narbe zu Narbe verlaufen oder sternförmig um die einzelnen Narben angeordnet sind. Diese Streifungen haben Lesquereux den Gedanken nahegelegt, dies Fossil mit seiner *Sigillaria monostigma* in Verbindung zu bringen. Andere Gründe für die Zusammenziehung beider Fossile liegen nicht vor. White (Foss. Fl. Missouri, S. 326. 1899) gibt an, daß er sich durch eingehende Untersuchungen davon überzeugt habe, daß die von Lesquereux beschriebenen Fossile die unterirdischen Organe von *Sigillaria camptotaenia* seien. Worauf er diese Überzeugung gründet, führt er aber nicht näher aus. Einstweilen ist diese Zusammengehörigkeit als unsicher anzusehen. Das von Lesquereux a. a. O. Taf. LXXIV, Fig. 5 abgebildete Stück ist wohl von diesem Zusammenhang auszuschließen, da es sich besonders durch die Form der kleinen quergestreckten seitlich zugespitzten Narben nicht unwesentlich von dem anderen, Fig. 7 abgebildeten Stück unterscheidet. White führt es deshalb auch mit? an.

Aufgestellt wurde die Gattung *Asolanus* von Wood (Proc. Ac. nat. Sci. Philadelphia, 1860, S. 237, Taf. IV, Fig. 1. 1861). Die große Ähnlichkeit mit leiodermen Sigillarien entging ihm nicht, doch erschienen ihm die Unterschiede so bedeutend, daß er für diese Fossile eine neue Gattung schuf. Als wesentlichste Unterschiede führt er an, daß die Stämme keine Längsrippen besitzen, und daß der Horizontaldurchmesser ihrer Blattnarben größer

ist als der Längsdurchmesser. Die für diese Fossile charakteristische diagonal von einer Blattnarbe zu den anderen verlaufende Oberflächenstreifung hebt er nicht als besonderes Unterscheidungsmerkmal hervor. Über die knorrienartigen Bildungen, die doch einen wesentlichen Unterschied gegenüber den Sigillarien ausmachen, erwähnt er gar nichts. Sie waren ihm offenbar nicht bekannt; wenigstens lassen die von ihm abgebildeten Stücke davon nichts erkennen. In einer späteren Arbeit läßt WOOD (Trans. Americ. Phil. Soc., XIII, S. 342, Taf. IX, Fig. 3. 1869) die Gattung *Asolanus* wieder fallen und ordnet die von ihm früher dazu gestellten Arten der Gattung *Sigillaria* ein. Er trägt aber der Eigenart dieser Fossile dadurch Rechnung, daß er sie in einem Subgenus *Asolanus* zusammenfaßt.

GRAND'EURY (Fl. carbonif. Loire, S. 142—143. 1877) hat das neue Genus *Pseudosigillaria* aufgestellt für Stämme, die dieselben Merkmale aufweisen wie die von WOOD als *Asolanus* beschriebenen Reste. Auf die Gattung *Asolanus* und die von WOOD beschriebenen Arten wird aber nicht Bezug genommen. Ob GRAND' EURY die Arbeiten von WOOD nicht gekannt hat oder ob er der Ansicht war, daß seine Fossile mit den Stammresten WOODS nichts zu tun haben, geht aus der Beschreibung nicht hervor. Die äußere Ähnlichkeit seiner Fossile mit Sigillarien hebt GRAND'EURY hervor, die knorrienartigen Bildungen aber fielen ihm sofort auf. Er weist darauf hin, das das Vorhandensein von Knorrien ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal zwischen den Gattungen *Lepidodendron* und *Sigillaria* darstellt, das in dem verschiedenartigen Verlauf der Leitbündel begründet ist. Ihr Auftreten bei den Lepidodendren zeigt an, daß die Leitbündel in gleichmäßig schräger Richtung die Rinde vom Stamminnern zur Blattnarbe hin durchziehen, während sie bei den Sigillarien, bei denen noch niemals eine Knorrienbildung beobachtet worden ist, annähernd senkrecht im Stamminnern aufsteigen und in ihrem obersten Teile die Rinde ziemlich horizontal bis zur Blattnarbe durchsetzen. Das Auftreten von Knorriabildungen veranlaßt GRAND'EURY daher seine Fossile von den Sigillarien zu trennen und den Lepidoden-

dren anzuschließen, von denen sie sich aber wieder durch ihre äußeren sigillarienähnlichen Merkmale und die häufig in rautenförmigen Bildungen angeordnete diagonale Streifung der Oberfläche, sowie durch die Lage der Blattnarben auf den Ecken der Rauten unterscheiden. In einer späteren Arbeit (Bass. houill. Gard, S. 260—262, Taf. IX, Fig. 4—10; Taf. XXII, Fig. 1. 1890) ändert GRAND'EURY im Text den Gattungsnamen in *Sigillaria-Camptotaenia* ab, während er in den Tafelunterschriften den Namen *Pseudosigillaria* beibehält. Er schließt hier diese Fossile an die Sigillarien an und weist darauf hin, daß die eine Art, *Sig.-Campt. monostigma*, von WOOD früher als *Asolinus camptotaenius* beschrieben worden ist, läßt sich aber nicht darüber aus, warum er die WOOD'sche Gattung nicht angenommen hat.

Die Mehrzahl der Autoren legte den besonderen Eigentümlichkeiten dieser Pflanzenreste keine Bedeutung bei, sondern reihte sie ihrer äußeren Änlichkeit nach der Gattung *Sigillaria* ein. So beschreibt GOLDENBERG (Fl. Saraep. foss., II, S. 22—23, Taf. VI, Fig. 1—4. 1857) unter dem Namen *Sigillaria rimosa* Stammreste, die nach der Form und Anordnung der Blattnarben mit den tragpolsterähnlichen Bildungen unterhalb der Blattnarben, nach der eigenartigen Streifung der Rindenoberfläche und dem mit Knorrien besetzten Steinkern, wie ihn die Fig. 1 sehr schön zeigt, zweifellos zur Gattung *Asolanus* WOOD gehören. Auf die für Sigillarien ungewöhnlichen Knorrienbildungen macht GOLDENBERG ausdrücklich aufmerksam. Innerhalb der Blattnarbe gibt er drei »Gefäßbündelnärbchen« an: ein mittleres punktförmiges und zwei seitliche längliche, die auch auf den Abbildungen deutlich angegeben sind. Nach Angaben bei SCHENK (Foss. Pflanzenreste, S. 82. 1888), WEISS-STERZEL (Subsigillarien, S. 68. 1893) und NATHORST (Palaeoz. Fl. Arkt. Zone. Kgl. Svensk. Vetensk. Akad. Handl., 26, 4, S. 64. 1894) läßt aber das Original von GOLDENBERG diese drei Närbchen durchaus nicht klar erkennen. WHITE (Foss. Fl. Missouri, S. 236. 1899) hält die Idendität der *Sigillaria rimosa* GOLD. mit *Asolanus* WOOD für zweifelhaft, und LESQUEREUX (Coal. Fl. Pennsylvania, II, S. 469. 1880) und NATHORST (a. a. O., S. 64)

trennen die beiden Fossile ausdrücklich, teils wegen des Vorhandenseins von drei Närbchen, teils wegen der etwas abweichenden Oberflächenstreifung. NATHORST (a. a. O.) ist geneigt, *Sig. rimosa* GOLD. in nähere Beziehung zu *Bothrodendron kiltorkense* zu setzen. Es ist aber, wie vorstehend ausgeführt, in Übereinstimmung mit allen anderen Autoren die Zusammenziehung von *Sig. rimosa* GOLD. mit *Asolanus* WOOD durchaus berechtigt.

ZEILLER (Fl. foss. Valenciennes, S. 518 u. 590. 1888) spricht sich ausdrücklich dahin aus, daß die Merkmale dieser Fossile nicht hinreichend seien, um die Gattungen *Asolanus* WOOD und *Pseudosigillaria* GRAND'EURY aufrecht zu erhalten, vielmehr hätten diese in der Gattung *Sigillaria* aufzugehen. Auch WEISS-STERZEL (Sigillarien II. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 2, S. 32 u. 65—75. 1893) stellen diese Fossile zur Gattung *Sigillaria*, obwohl sie das für *Sigillaria* Ungewöhnliche der knorriaartigen Bildungen hervorheben. Sie geben aber diesen Fossilien eine besondere Stellung, indem sie für sie das Subgenus *Asolanus* annehmen. Ebenso reiht LESQUEREUX (Geol. Surv. Illinois, II, S. 468—470. 1880) diese Fossile in die Sigillarien ein, macht aber darauf aufmerksam, daß sie sich nicht unwesentlich von *Sigillaria* unterscheiden. *Asolanus* WOOD führt er als Synonym auf.

POTONIÉ (Wechsel-Zonen-Bildung der Sigillariaceen. Dieses Jahrb. f. 1893, S. 35, Fußnote. 1894) macht schon darauf aufmerksam, daß der Gattungsnahme *Pseudosigillaria* GRAND'EURY richtiger durch *Asolanus* WOOD zu ersetzen ist. Wie aus einer Stelle des Textes (a. a. O., S. 36) hervorgeht, ist er offenbar der Ansicht, daß die Gattung *Asolanus* zu Recht besteht.

Erst KOEHNE (Sigillarienstämme, Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 43, S. 34 u. 92—93. 1904) aber stellt die Unterschiede dieser Pflanzenreste gegenüber der Gattung *Sigillaria* fest und tritt für die Aufrechterhaltung der Gattung *Asolanus* WOOD ein. Dieser Ansicht pflichtet später auch ZEILLER (Bass. Blanzy et Creusot, S. 155—159, Taf. XLL, Fig. 3. 1906) bei. Er hält die Unterschiede gegenüber *Sigillaria* für so wesentlich, daß er im Gegensatz zu seiner früheren Ansicht eine Trennung

von *Sigillaria* für berechtigt hält und eine größere Verwandschaft mit *Lepidodendron* befürwortet. Während er früher (Fl. foss. Valenciennes, S. 580. 1888) in Übereinstimmung mit GOLDENBERG das Vorhandensein von drei Närbchen auf der Blattnarbe annahm, sieht er jetzt als das wichtigste Unterscheidungsmerkmal von *Asolanus* gegenüber *Sigillaria* das Vorhandensein nur eines größeren ringförmigen Närbchens an, in dem sich noch ein oder zwei schwache punktförmige Närbchen bemerkbar machen, wie das WEISS-STERZEL beschrieben haben.

Auf den ersten Anblick zeigt *Asolanus* in der Tat eine hervorstechende Ähnlichkeit mit den leiodermen Sigillarien; die aber einer genaueren Nachprüfung nicht standhält. Die Blattnarben sind niemals in regelmäßigen senkrechten Reihen angeordnet, sondern stets in mehr oder minder steilen Spirallinien. Die linsenförmige bis querrhombische Form der horizontal gestreckten Blattnarben mit den scharf ausgezogenen seitlichen Ecken ist durchaus verschieden von den etwa sechseckigen schildförmigen Narben der Sigillarien. Eigentümlich für *Asolanus* ist die feine, häufig bündelförmige Oberflächenstreifung, die sich mehr oder weniger diagonal zwischen den Blattnarben erstreckt und bisweilen rautenartige Ornamentierungen hervorruft, in deren Eckpunkten die Blattnarben liegen. Die Närbchen auf der Blattnarbe sind durchweg nicht recht deutlich erhalten. Einige Autoren (GOLDENBERG, Fl. Saraep. foss., II, S. 23, Taf. VI, Fig. 1. 1857. — ZEILLER, Fl. foss. Valenciennes, S. 588 u. 590. 1888) geben drei Närbchen an, die die gleiche Gestalt haben wie bei den Sigillarien. Es scheinen aber diese Beobachtungen nur auf mangelhaften Erhaltungszuständen zu beruhen; denn WEISS-STERZEL, SCHENK und NATHORST (s. oben) geben ausdrücklich an, daß das Original von GOLDENBERG die drei Närbchen nicht erkennen lasse, und ZEILLER spricht in einer späteren Arbeit (s. unten) nur von einem ringförmigen Närbchen auf der Blattnarbe. In den meisten Fällen, die in dieser Hinsicht einigermaßen Klarheit ergeben, läßt sich nur ein ringformiges Närbchen beobachten, in dessen Innerem ein schwaches punktförmiges Närbchen am unteren Rande und

bisweilen noch am oberen Rande bemerkbar ist. Es ist dies zweifellos die wahre Gestalt des Närbchens (WEISS-STERZEL, a. a. O., S. 68. 1893. — ZEILLER, Bass. Blanzy et Creusot, S. 156 u. 158. 1906) und damit ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal, das die Gattung *Asolanus* von der Gattung *Sigillaria* trennt. Auch das nach den bisherigen Beobachtungen offenbare Fehlen einer Ligula und das Auftreten knorrienartiger Bildungen entfernt *Asolanus* von *Sigillaria*.

Durch die knorrienartigen Bildungen ist auch eine gewisse Ähnlichkeit zwischen *Asolanus* und *Bothrodendron* vorhanden. NATHORST (Palaeoz. Fl. Arkt. Zone. Kgl. Svensk. Vetensk. Akad. Handl., 26, 4, S. 64. 1894) hält sogar eine nähere Verwandschaft von *Sigillaria rimosa* GOLD. mit *Bothrodendron kiltorkense* für möglich. *Bothrodendron* hat aber durchgehends weit kleinere Blattnarben, besitzt drei deutliche Närbchen auf der Blattnarbe und eine Ligula und ist nicht durch die für *Asolanus* charakteristische diagonale Oberflächenstreifung ausgezeichnet.

Stücke, die eine mikroskopische Untersuchung des inneren Baues gestatten, sind bisher von *Asolanus* nicht aufgefunden worden. Man ist daher für die Bestimmung dieser Fossile nur auf die äußeren Merkmale angewiesen und diese rechtfertigen die Ansicht, daß man es mit einer eigenen Gattung zu tun hat, die durch ihre Knorrienbildung den Lepidodendren näher steht als den Sigillarien, durch das Fehlen der Ligula aber wieder sich von den Lepidodendren unterscheidet und daher am besten mit anderen ebenfalls der Ligula entbehrenden Pflanzen, wie *Cyclostigma*, *Omphalophloios*, *Phialophloios* und dem vorn beschriebenen *Protasolanus* zu einer besonderen Gruppe, den *Lycopodiales eligulatae* zusammengefaßt wird. Mit einer der bekannten Gruppen der Lepidophyten läßt sich *Asolanus* nicht zusammenstellen und ist daher am besten wohl als eine eigene Familie aufzufassen.

Auch bezüglich des Vorkommens besteht ein Unterschied zwischen *Asolanus* und den leiodermen Sigillarien. Abgesehen von einem als *Sigillaria Brardii* bestimmten Stück, das KIDSTON (Proc. Roy. Phys. Soc. Edinburgh, XII, S. 244, Taf. VII, Fig. 2.

1896) aus einem tieferen Horizont (Middle Coal-Measures) beschrieben hat, treten die leiodermen Sigillarien erst von der Ottweiler Stufe an auf, während *Asolanus* bereits im mittl. Prod. Carbon vorkommt (vergl. Koehne, Sigillarienstämme, S. 61. 1904).

Die Gattung hat eine weite Verbreitung, tritt aber nur wenig zahlreich auf. Ob mehrere Arten zu unterscheiden sind, ist bei dem recht unvollkommenen Erhaltungszustand sehr fraglich. Das einzige deutlichere Unterscheidungsmerkmal wäre nur in der Oberflächenstreifung zu sehen, die bald stärker, bald feiner, bald ausgesprochen diagonal, bald mehr oder weniger senkrecht verläuft. Dazwischen gibt es aber alle möglichen Übergänge, so daß man annehmen muß, daß die Verschiedenartigkeit der Streifung durch das verschiedene Alter der einzelnen Stücke oder durch äußere Einwirkungen bedingt ist. Weiss-Sterzel, Zeiller u. a. haben daher auch nur eine Art angenommen, in die sich fast alle bisher bekannt gewordenen Stücke unterbringen lassen. Von den wenigen Stücken, die eine erheblichere Abweichung von dem normalen Typus zeigen und von einigen Autoren als besondere Arten beschrieben worden sind (s. S. 456/7), ist es sehr unsicher, ob sie überhaupt zu der Gattung *Asolanus* gehören. Es wird daher im Folgenden nur eine Synonymenliste dieser einen Art gegeben.

Asolanus camptotaenia Wood.

Sigillaria rimosa Goldenberg, Fl. Saraep. foss., II, S. 22, Taf. VI, Fig. 1—4. 1857; III, S. 42, Taf. XII, Fig. 8? (non Fig. 7). 1862.

Sigillaria aequabilis Goldenberg, Fl. Saraep. foss., II, S. 23, Taf. VI, Fig. 13. 1857.

Asolanus camptotaenia Wood, Contribut. Carbonif. Fl. U. S., Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia, S. 238, Taf. IV, Fig. 1. 1860.

Lepidodendron barbatum Roemer, Palaeontogr., IX, S. 40, Taf. VIII, Fig. 12. 1862—1864.

Sigillaria monostigma Lesquereux, Geolog. Surv. Illinois, II, S. 449, Taf. 42, Fig. 1—5. 1886; IV, S. 446, Taf. XXVI, Fig. 5. 1870. — Coal Fl. Pennsylvania, II Text, S. 468. 1880; Atlas Taf. LXXIII, Fig. 3—6. 1879; III, S. 793. 1884.

Sigillaria camptotaenia Wood, Trans. Americ. Phil. Soc., XIII, S. 342, Taf. IX, Fig. 3. 1869.

Lepidodendron cruciatum Lesquereux, Geol. Surv. Illinois, IV, S. 432, Taf. XXV, Fig. 2. 1870.

Pseudosigillaria monostigma (LESQ.) GRAND'EURY, Fl. carbonif. Loire, S. 144. 1877. — Bass. houill. Gard, Taf. IX, Fig. 4, 5, 6. 1890.
Pseudosigillaria protea GRAND'EURY, Fl. carbonif. Loire, S. 143. 1877.
Pseudosigillaria striata (BRONGN.) GRAND'EURY, Fl. carbonif. Loire, S. 144. 1877.
Lepidophloios sigillarioides LESQUEREUX, Coal Fl. Pensylvania, II, Atlas Taf. LXVIII, Fig. 8, 8a. 1879; Text S. 425. 1880.
Sigillaria camptotaenia (WOOD), ZEILLER, Fl. Foss., Valenciennes, Text S. 558. 1886; Atlas Taf. LXXXVIII, Fig. 4—6. 1888.
Sigillaria-Camptotaenia monostigma LESQ., GRAND'EURY, Bass. houill. Gard, S. 262, Taf. IX, Fig. 4 u. 7. 1890.
Sigillaria-Camptotaenia gracilenta GRAND'EURY, Bass. houill. Gard, S. 262, Taf. XXII, Fig. 1. 1890.
Sigillaria-Camptotaenia lepidendroides[1]) GRAND'EURY, Bass. houill. Gard, S. 262, Taf. IX, Fig. 10. 1890.
Pseudosigillaria dimorpha GRAND'EURY, Bass. houill. Gard, Taf. IX, Fig. 7, 8; Taf. XXII, Fig. 1. 1890.
Pseudosigillaria lepidendroides[1]) GRAND'EURY, Bass. houill. Gard, Taf. IX, Fig. 10. 1890.
Asolinus camptotaenius WOOD bei GRAND'EURY, Bass. houill. Gard, S. 262. 1890.
Sigillaria camptotaenia WOOD bei WEISS-STERZEL, Die Sigillarien der preußischen Steinkohlen- und Rotliegenden-Gebiete, II, Subsigillarien. Abh. Kgl. Preuß. geol. Landesanst., N. F. 2, S. 66, Taf. IV, Fig. 20—25; Taf. V, Fig. 28—30. 1893.
Sigillaria (Asolanus) camptotaenia H. C. WOOD, WHITE, Foss. fl. Missouri, S. 230, Taf. LXIX u. LXX, Fig. 1, 3, 4. 1899.
Asolanus camptotaenia FOURMARIER, Ann. Soc. géol. Belgique, XXXI, B. S. 142; Congrès Géol. appl. Liège, S. 346. 1905; gehören nach CAMBIER u. RENIER, Ann. Soc. géol. Belgique, XXXVIII, B. S. 110. 1911 zu *Pinakodendron*.

Als ältester Artnamen für dieses Fossil hätte *rimosa* zu gelten nach GOLDENBERG's Benennung *Sigillaria rimosa*. Da aber dieser Name schon vor GOLDENBERG von SAUVEUR für eine »rhytidolepe Sigillarie« verwendet worden ist, so hat der nächstältere Name in Anwendung zu kommen, und das ist *camptotaenia* nach WOOD's Benennung *Asolanus camptotaenia*.

Ob die beiden von GOLDENBERG (Fl. Saraep. foss., Taf. XII, Fig. 7 u. 8) abgebildeten, im Text nicht erwähnten, in der Tafelunterschrift und der Tafelerklärung *Sigillaria rimosa* genannten Reste überhaupt zur Gattung *Asolanus* zu ziehen sind, erscheint mindestens für die Fig. 7, die, wie auch G. in der Tafelerklärung

[1]) Im Inhaltsverzeichnis dieser Arbeit, S. 346, ist der Artname *lepidodendroides* gebildet.

angibt, ein sehr stigmariaähnliches Aussehen hat, recht fraglich. Weiss-Sterzel (Subsigillarien, S. 70. 1893) stellen diese beiden Abbildungen als unsicher hin, während Zeiller (Fl. foss. Valenciennes, S. 588. 1888) sie in seiner Synonymenliste zu *Sigillaria camptotaenia* mit aufführt und (a. a. O., S. 590) die Goldenberg-sche Fig. 8 für ident hält mit dem einen von ihm als *Sigillaria camptotaenia* bestimmten Stück von Valenciennes. Die Fig. 8 bei Goldenberg ließe sich auch als ein *Bothrodendron* ansprechen.

Von *Sigillaria rimosa* Gold. trennt Lesquereux (Geol. Surv. Illinois, II, S. 449. 1866) *Sigillaria monostigma* ausdrücklich ab, weil letztere nur ein Närbchen auf der Blattnarbe besitzt, erstere aber nach Goldenberg's Beschreibung drei Närbchen zeigt. Da aber nach Weiss-Sterzel, wie vorn schon angegeben wurde, die drei Närbchen an dem Original von Goldenberg keineswegs einwandfrei festzustellen sind, ist diese Trennung nicht berechtigt.

Die von Grand'Eury (Fl. carbonif. Loire, S. 143, 144. 1877) unterschiedenen beiden Arten *Pseudosigillaria protea* und *Ps. striata* sind mangels einer Abbildung nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Nach der Beschreibung aber scheinen sie keine wesentlichen Unterscheidungsmerkmale zu besitzen, so daß man sie als Synonyme zu *Asolanus camptotaenia* gelten lassen kann.

Eine sehr große Verwirrung hinsichtlich der Nomenklatur herrscht bei Grand'Eury (Bass. houill. Gard, 1890), indem einerseits die Tafelunterschriften mit den Textangaben nicht übereinstimmen, anderseits einige Abbildungen im Text gar nicht namentlich angeführt werden. Aus der vorstehenden Synonymenliste sind diese Unregelmäßigkeiten zu erkennen. Die Abbildungen und der Text geben keine Veranlassung, die abgebildeten Stücke verschiedenen Arten zuzusprechen; es sind daher die von Grand'Eury hier unterschiedenen Arten als Synonyme zu *Asolanus camptotaenia* aufgeführt.

Als eine eigene Art beschreibt White (Foss. Fl. Missouri, S. 239—241, Taf. LXX, Fig. 2. 1899) unter dem Namen *Sigillaria* (*Asolanus*) *sigillarioides* Lx. einen Stammrest, der sich nach der Beschreibung in der Gestalt der Blattnarben und der Art der

Oberflächenstreifung ein wenig von *Asolanus camptotaenia* Wood unterscheidet. Die Abbildung ist so mäßig, daß die charakteristischen Merkmale nicht genügend zu erkennen sind. Die Unterschiede scheinen aber nach dem Text so gering, daß das Stück von White mit dem Wood'schen Fossil für ident angesehen werden kann. White hat dabei festgestellt, daß das von Lesquereux (Coal Fl. Pennsylvania, II, S. 425, Taf. LXVIII, Fig. 8, 8a. 1879—1880) als *Lepidophloios sigillarioides* beschriebene Stück der Gegendruck zu seinem Stammrest ist, und daß mit dem Lesquereux'schen *Lepidophloios sigillarioides* ein im U. S. National-Museum vorhandener von Lesquereux als *Sigillaria fissa* Lx. bestimmter Gegendruck zusammengehört, in der Weise, daß beide Gegendrucke ursprünglich ein Stück bildeten.

Lepidodendron barbatum Roemer (Palaeontogr. IX, S. 40, Taf. VIII, Fig. 12. 1862—1864) ist unzweifelhaft ein *Asolanus*. Die Abbildung scheint allerdings ziemlich schematisch, aber schon die mit den charakteristischen wellenförmigen, von Narbe zu Narbe verlaufenden Streifungen der Oberfläche weisen auf die Identität hin. Die in regelmäßigen, sehr steilen Schrägzeilen angeordneten Blattnarben sind klein und in mehr rundlich-ovaler Form dargestellt. Sie tragen anscheinend nur ein Närbchen Über der Blattnarbe erhebt sich ein kürzeres walzenförmiges Gebilde, das offenbar das obere Ende eines Knorriawulstes darstellt. Es muß dann die Abbildung umgekehrt orientiert werden. Ein kleines dreieckiges Schildchen unterhalb (auf der Abbildung) der Blattnarbe deutet auf ein bei *Asolanus* häufig auftretendes dreieckig-halbmondförmiges Feld oberhalb der Blattnarbe. Besondere Merkmale, die eine Artunterscheidung begründeten, lassen sich an der mäßigen Abbildung nicht feststellen. Sie ist deshalb zu *Asolanus camptotaenia* einbezogen.

Der Gattung *Asolanus* gehört zweifellos auch das von Lesquereux (Geol. Surv. Illinois, IV, S. 432, Taf. XXV, Fig. 2. 1870) als neue Art beschriebene *Lepidodendron cruciatum* an. Das der äußersten Gewebelagen offenbar beraubte Stück ist sehr mäßig erhalten, läßt aber wenigstens die charakteristische von Narbe zu

Narbe verlaufende Diagonalstreifung teilweise erkennen. Die in steilen Spiralreihen quincunxial angeordneten Blattnarben zeigen ihre Gestalt nicht mehr deutlich; sie erscheinen etwa oval, aber durchaus unregelmäßig. Andere Merkmale sind nicht festzustellen. Lesquereux selbst gibt die Art als »unsicher und ungenügend bekannt« an.

Eine gewisse Ähnlichkeit mit der Gattung *Asolanus* weist die von Goldenberg (Fl. Saraep. foss., II, S. 23, Taf. VI, Fig. 13. 1857) beschriebene *Sigillaria aequabilis* auf. Die quergestreckten, seitlich spitz ausgezogenen, oben und unten abgerundeten Blattnarben zeigen die gleiche Form wie bei *Asolanus*. Närbchen auf der Blattnarbe sind nicht erhalten. Die Oberfläche der Rinde, die nur in ganz geringen Resten erhalten ist, erscheint aber glatt und läßt nicht die für *Asolanus* charakteristischen Streifungen erkennen. Es kann das jedoch seinen Grund im Erhaltungszustand haben, da ja das ganze Stück nur als Steinkern erhalten ist. Goldenberg unterscheidet es von seiner *Sigillaria rimosa* nur wegen der glatten Rinde und der mehr genäherten Blattpolster. Es scheint danach, daß man es mit ziemlicher Sicherheit mit *Asolanus* in Zusammenhang bringen kann, zumal es auch von dem gleichen Fundort wie *Sigillaria rimosa* stammt.

Sehr unsicherer Natur sind zwei von Wood aufgestellte Arten, die am besten ganz von der Gattung *Asolanus* auszuschließen sind. *Asolanus Manephlaeus* (Proc. Acad. nat. Sci. Philadelphia, 1860, Taf. 4, Fig. 2. 1861) zeigt eine feine, parallele senkrechte Oberflächenstreifung und in senkrechten Reihen quincunxial angeordnete, in der Form sigillarienähnliche Blattnarben, die auch drei sigillarienähnliche Närbchen tragen. Eine Beschreibung gibt W. von diesem Fossil nicht. Die Streifung, die auf einen subepidermalen Erhaltungszustand schließen läßt, ist der bei *Asolanus* ganz unähnlich. Ebenso weicht die Anordnung und die Form der Blattnarben von der bei *Asolanus* durchaus ab und das Auftreten von drei Närbchen auf der Blattnarbe unterscheidet diesen Rest auch von *Asolanus*. Koehne (Sigillarienstämme, Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 43, S. 63. 1904) hat diesen Rest mit?

zu *Sigillaria Brardi* BROGN. gezogen. — *Asolanus ornithicnoides* (Proc. Acad. nat. Sci. Philadelphia 1860, S. 238, Taf. 4, Fig. 6. 1861), in einer späteren Arbeit (Trans. Americ. Phil. Soc., XIII, S. 342. 1869) *Sigillaria ornithicnoides* genannt, zeigt ebenfalls feine, parallele, senkrechte Oberflächenstreifung. Die im Quincunx auf senkrechten Reihen angeordneten Blattnarben sind nicht erhalten, sondern nur die drei Närbchen. Diese haben linienförmige Gestalt; das mittlere übertrifft an Länge die beiden Seitennärbchen. Es liegt hier offenbar ein subepidermaler Erhaltungszustand vor, der Feststellungen über die Zugehörigkeit dieses Fossiles nicht gestattet. — Beide Arten sind von späteren Autoren bei der Beschreibung der zu *Asolanus* gehörigen Fossile nicht berücksichtigt worden.

Vorkommen: Mittlerer und oberer Teil des Mittleren Produktiven Carbons (besonders im oberen Teile). In den Ottweiler Schichten selten und erlöschend.

Deutschland. Ruhrrevier: Fettkohle, wahrscheinlich auch höher; bisher selten beobachtet. Zeche Dorstfeld und Zeche Vollmond (nach ROEHL). Außerdem Piesberg bei Osnabrück (nach WEISS-STERZEL). — Saarrevier: Fettkohle (nach WEISS-STERZEL), in der Flammkohle noch sicher zu erwarten.

Frankreich. Nordbecken: Selten im mittleren Teile, häufiger im oberen Teile (Zone supérieure des dortigen Mittleren Produktiven Carbons) (nach ZEILLER). — Gardbecken: häufig in der unteren und mittleren Etage; letztere mit den Ottweiler Schichten verglichen (nach GRAND'EURY). — Becken von le Creusot und Blanzy: in Schichten, die den Ottweiler Schichten entsprechen (Gruben von Blanzy und Le Creusot).

Belgien: Gruben von Mariemont (mittlerer Teil des Mittleren Produktiven Carbons). — Flénus von Mons (oberer Teil des Mittleren Produktiven Carbons) nach DELTENRE (Ann. Soc. Géol. Belgique, XXXI, 1912. Mém., No. 114 der Tabellen), RENIER (Docum. Paléont., Taf. 19. 1910) und KIDSTON (Hainaut Belge, S. 176. 1911).

Niederlande; Mittleres Produktives Carbon (nach JONGMANS, Fossilium Catalogus, II, 1, S. 6. 1913).

England: Von den Lower Coal-Measuras bis zu den Upper Coal-Measures (nach Kidston, Proc. Phys. Roy. Soc. 1893—1894, S. 253).

Rußland: Mittleres Produktives Carbon (Donetzbecken) (nach Zalessky (Mém. Com. géol. St.-Pétersbourg, XVII, 3, 1902, S. 20; N. S. 13, S. 108, Taf. VI, 3; VII, 11; VIII, 1, 2. 1904.

Nordamerika: Mittl. Prod. Carbon; anscheinend meist in dessen oberen Teil (»Pennsylvanian«). Pennsylvania, Illinois, Missouri (nach Lesquereux und White).

Zusammenfassung.

In dem Culm von Neuhaldensleben bei Magdeburg wurde eine neue Gattung von Lepidophyten aufgefunden, die als **Protasolanus Wieprechti** n. g. et sp. beschrieben wird. Es sind größere, wohl mehr oder minder baumförmige (?verzweigte) nach oben allmählich verjüngte Stämme, deren Außenskulptur an Subsigillarien und an *Asolanus camptotaenia* Wood. erinnert. Die Unterschiede gegen *Sigillaria* liegen in der Narbenform, dem anscheinenden Fehlen einer Ligulargrube und dem Auftreten von knorrioïden Wülsten. In dieser Beziehung erinnert die Gattung an *Lepidodendron*, *Bothrodendron* und *Asolanus*. Von letzterem unterscheidet sie sich außer in der Narbenform durch die in strengen Orthostichen auftretenden Narben, während bei *Asolanus* nur Schrägzeilen vorkommen, ferner durch das Fehlen der rautenförmigen Streifung, die die einzelnen Blattnarben von *Asolanus* meist verbindet. Immerhin ist die Verwandschaft mit *Asolanus* am nächsten; auch in dem offenbar kreisförmigen Närbchen auf der Blattnarbe besteht Übereinstimmung. Wegen der genannten Unterschiede wurde eine gattungsmäßige Trennung von *Protasolanus* für nötig gehalten.

Anschließend wird eine Kritik der von den Autoren meist vernachlässigten *Asolanus* (»*Sigillaria*«) *camptotaenia* Wood vorgenommen, und mit Koehne und Zeiller die Selbständigkeit gegenüber *Sigillaria* betont. Die Unterschiede gegen diese beruhen

auf der Blattnarbenform, der Närbchenform auf der Blattnarbe (s. oben), dem anscheinenden Fehlen einer Lingula und dem Auftreten von knorrioïden Wülsten. Vielleicht gehören beide Gattungen[1]) in die Nähe der von GOTHAN (Lehrbuch Palaeobot., II. Aufl., S. 185) zu den *Lycopodiales eligulatae* gebrachten *Cyclostigmataceae*. *Asolanus* tritt verbreitet, aber wenig häufig vom mittleren Teile des mittleren Produktiven Carbons bis zu den Ottweiler Schichten auf, am häufigsten im oberen Teil des mittleren Produktiven Carbon.

[1]) *Protasolanus* und *Asolanus*.

Druckfertig abgeschlossen am 8. Januar 1920.
Druck verfügt am 20. Juni 1920.

Keratophyre und ihre dynamometamorphen Äquivalente aus der Umgegend von Bad Homburg im Taunus.

Von Herrn **K. Schlossmacher** in Berlin.

Mit 2 Textfiguren.

Die geologischen Verhältnisse des östlichen Taunusrandes und im Zusammenhang damit auch die streichende Fortsetzung der dynamometamorph veränderten Eruptivgesteine des Vordertaunus nach Osten hin sind bisher nur sehr wenig bekannt geworden. Die Aufnahme der Taunusblätter durch C. Koch, die uns nach den Vorarbeiten von K. Lossen in der Hauptsache die Kenntnis des Taunus vermittelt hat, schließt im Osten mit den Blättern Rödelheim und Feldberg ab; das östlich davon gelegene Blatt Homburg ist nicht mehr zur Veröffentlichung gekommen. Durch verschiedene kurze Notizen[1]) ist dann später einiges aus der Umgegend von Homburg mitgeteilt worden; die Eruptivgesteine und äquivalenten krystallinen Schiefer haben aber bisher noch keine Erwähnung gefunden, wenn auch ihr Vorhandensein den im Taunus geologisch Interessierten wie A. v. Reinach und W. Schauf wohl bekannt war. Bei der vom Verfasser vorgenommenen Bearbeitung der Sericitgneise (Quarz-Keratophyre)[2]) des Taunus kamen diese Gesteine als basischere Typen noch nicht in Betracht.

[1]) Siehe vor allem: A. Leppla, Zur Geologie von Homburg v. d. H., dies. Jahrb. f. 1911, Bd. XXXII, Teil 1.

[2]) Dies. Jahrb. f. 1917, Bd. XXXVIII, Teil 1, Heft 3, Berlin 1919.

Die Neuaufnahme des Blattes Homburg durch Herrn Geheimrat Prof. Dr. LEPPLA, die in den letzten Jahren erfolgt ist, hat sich nun eingehender mit der Feststellung dieser Schichten beschäftigt, sodaß es nunmehr möglich geworden ist, eine erschöpfende petrographische Untersuchung vorzunehmen. Dem Genannten danke ich für den Hinweis auf diese interessanten Gesteine und die Angabe ihres Verbreitungsgebietes auf der Karte, den Herren Prof. Dr. W. SCHAUF am Senckenbergischen Museum und Dr. W. EITEL am Mineralogischen Institut der Universität in Frankfurt a. M. für einige wertvolle Präparate. Herr Dr. EYME hat im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt in Berlin in dankenswertester Weise zwei Analysen dieser Gesteine ausgeführt.

Das Auftreten der paläovulkanischen Eruptivgesteine und ihrer dynamometamorphen Äquivalente ist nach den freundlichen Angaben des Herrn Geheimrat LEPPLA auf Blatt Homburg durch die starke Überdeckung mit Tertiär und Diluvium im Gegensatz zu den übrigen Taunusblättern ein sehr beschränktes. Die als vordevonisch geltenden Schiefer, in denen diese Eruptivgesteine eingelagert zu sein pflegen, kommen nur an einigen wenigen eng begrenzten Stellen zum Vorschein, und die Eruptivgesteine und krystallinen Schiefer selbst waren im wesentlichen nur in einem schmalen Streifen zwischen Homburg und Kirdorf, auf der östlichen Seite der unmittelbar östlich von Kirdorf in der Richtung auf den Homburger Kurpark zu verlaufenden flachen Talsohle und in der SW-Ecke des Blattes am Hühnerberge festzustellen. Bei Kirdorf treten sie in einigen wenigen Aufschlüssen in Steinbrüchen und Klippen hart am Talsohlenrande zu Tage; am Hühnerberge sind die Aufschlüsse im Walde ganz spärlich. Von den Grenzen gegen die Schiefer ist leider nirgends etwas zu sehen, doch läßt sich ohne weiteres aus dem Gesteinscharakter und aus der Analogie mit den übrigen Eruptivgesteinen des Vordertaunus schließen, daß es sich auch hier um submarine Ergußgesteine handelt. Wie die im folgenden weiter ausgeführten Untersuchungen ergeben haben, lassen sich die vorliegenden Gesteine ohne weiteres zu den Alkaligesteinen einreihen und müssen unter diesen als Kerato-

phyre und Natron-Keratophyre bezeichnet werden. Von Tuffen wurde nirgends eine Spur gefunden, vielmehr haben alle Proben sich als zweifelsfreie Eruptivgesteine oder, durch deutliche Relikte, als geschieferte Äquivalente solcher erwiesen. Da bei Kirdorf aus allen Aufschlüssen reichliches Material gesammelt und verarbeitet wurde, so kann die Möglichkeit, daß dort noch irgendwo ein Tuff vorhanden sein könnte, als ziemlich gering bezeichnet werden; die wenigen Aufschlüsse am Hühnerberge sind nicht ausreichend, um eine so bestimmte Angabe zu rechtfertigen. Eine Schieferung ist überall mehr oder weniger, stellenweise sogar sehr stark, vorhanden, ihr Streichen hält durchaus das des alten Gebirges von SW nach NO ein, das Einfallen der Schieferung ist nach SO.

Keratophyre.

1. Rabenstein bei Kirdorf.

Verfolgt man vom NO-Ende des Homburger Kurparkes die auf der Ostseite der flachen Talsohle nach Norden zu führende, »Höllsteinweg« genannte Straße und weiterhin den an sie anschließenden Fußpfad, so kommt man ungefähr gegenüber von Kirdorf etwas nördlich vom Beginn eines tiefeingeschnittenen Hohlweges an einige steil aufragende, von einer Baumgruppe umgebene Klippen. Diese Klippen tragen nach Erkundigungen den Namen Rabenstein; auf der Karte (Blatt Homburg, Ausg. 1907, Auflagedruck 1915) ist an ihrer Stelle, die etwa dem i-Punkt des Wortes Kirdorf entspricht, keine Angabe vorhanden, dagegen steht viel weiter südlich das Wort »Rabenstein« zusammen mit dem unmittelbar darunter gedruckten Worte »Höllenstein«. Diese Eintragung beruht wohl auf einem Versehen, die Bezeichnung »Rabenstein« kommt den oben genannten Klippen nördlich des Hohlweges östlich von Kirdorf zu. Der weiter südlich gelegenen Stelle entspricht der Name »Höllenstein«. Das Gestein dieser Rabensteinklippen ist dicht und splittrig, sehr schwer mit dem Hammer zu zerschlagen (soweit nicht eine unregelmäßige natürliche Klüftung zu Hilfe kommt) und durchaus eruptivgesteinsartig. Die Färbung ist dunkelblauviolett. Ganz vereinzelt erkennt man einige Feldspat-

einsprenglinge von geringer Größe. Die Klippen sind stellenweise dicht durchschwärmt von regellos verlaufenden Quarzadern von sehr verschiedener Dicke, die bis zu der kleinster Äderchen herabsinkt; in dem sonst dunklen Gestein rufen sie durch ihre weiße Färbung einen lebhaften Eindruck hervor. Ockerig braune Stellen auf Klüften oder in Nestern und in schmalen Überzügen lassen auf verwitternde Eisenerze schließen. U. d. M. zeigen alle Präparate deutlich ehemaligen Eruptivgesteinscharakter. Von dynamometamorpher Beeinflußung läßt sich entweder garnichts oder nur ganz wenig bemerken. Es liegt sogar hier der für den Taunus ungewöhnliche Fall vor, daß die ehemalige Eruptivgesteinsgrundmasse stellenweise erhalten ist, die durch ihre Seltenheit natürlich in erster Linie das Interesse auf sich lenkt. Bei der Schilderung des mikroskopischen Befundes soll daher die Schilderung dieser Grundmasse und ihrer dynamometamorphen Umbildung vorweggenommen werden und erst später die Beschreibung der Einsprenglinge angeschlossen werden.

Grundmasse.

Bei weitem das interessanteste und für die Deutung des ehemaligen Eruptivgesteines wichtigste Präparat ist ein Dünnschliff aus der Sammlung W. SCHAUF in Frankfurt a. M., bezeichnet mit »Rabenstein bei Kirdorf« und »Q 51«. (Aus der Etikettierung anderer hierhergehörigen Schliffe geht hervor, daß hier ebenfalls die Bezeichnung Rabenstein für die in Rede stehende Lokalität angewendet worden ist.) Der größere Teil des Schliffes zeigt schon beim ersten Anblick außerordentlich klar und unzweideutig eine ausgesprochene Eruptivgesteins-Struktur von divergenten länglichen, zwillingslamellierten Feldspatdurchschnitten, die mitunter durch eine subparallele Anordnung in Zügen eine Fluidalstruktur andeuten. Diese Feldspatschnitte sind wie von einem Kranz rings umsäumt durch ein Haufwerk von kleinen Eisenerzkörnern und chloritischen Blättchen, die offenbar die Reste ehemaliger femischer Gemengteile und Eisenerze oder auch einer basischen Glasmasse darstellen. Einsprenglinge sind in diesem Präparat bis auf einen größeren Quarzeinsprengling keine vorhanden. Der Feldspat dieser Grundmasse

besitzt nach den Formen seiner, parallel der Zwillings- und Verwachsungsebene langgestreckten Durchschnitte eine nach (010) tafelige Gestalt, seine Tafeln haben eine Größe von 0,1 bis 0,15 mm und eine Dicke von 0,01 bis 0,04 mm. Die Längsränder der Schnitte, die durchweg durch (010) gebildet werden, sind, abgesehen von der Besetzung mit den femischen Restprodukten, gerade und lassen so auf eine idiomorphe Begrenzung längs (010) schließen, während die, die Flächen der Zone der c-Achse wiedergebenden Enden der Schnitte durch anstoßende Feldspäte eine allotriomorphe Begrenzung erhalten. Ganz allgemein ist eine reichliche entweder durchlaufende oder auch an geraden Linien plötzlich absetzende Zwillingslamellierung parallel der langen Kante der Durchschnitte, also nach dem Albit-, z. T. auch wohl Karlsbader oder anderen Gesetzen mit M als Verwachsungsebene. Der Erhaltungszustand der Feldspäte ist ein verhältnismäßig guter, die Krystalle sind klar und frisch, in geringer Menge sind oft orientiert (beobachtet wurde z. B. parallel (001)) eingelagerte Sericitblättchen vorhanden. Die Lichtbrechung ist geringer, im höchsten Falle gleich der des Canadabalsams. Die Auslöschungsschiefe der symmetrischen Zone ist nicht hoch, als Maximum wurden 17° gemessen. In geeigneten Schnitten, die sich durch Form und den Mangel an Zwillingslamellierung als parallel (010) erwiesen, wurde der Austritt einer spitzen Bisektrix mit positivem optischen Charakter und einem großen Achsenwinkel beobachtet. Nach allen diesen Angaben liegt also ein albitähnlicher Feldspat vor, doch läßt die Analyse des Gesteines (s. u.) mit 5,46 % Kali bei 5,04 Natron — in Molekularprozenten 3,89 gegen 5,45 — und das Fehlen irgend eines Minerales, dem man außer den spärlichen Orthoklaseinsprenglingen dieses Kali zuschreiben könnte, den Schluß auf einen kalihaltigen Albit nötig erscheinen. Da die Möglichkeit vorlag, daß außer diesem Albit noch Kalinatronfeldspäte von der Form der Anorthoklase vorhanden sein konnten, wurde an zahlreichen Schnitten, die ungefähr senkrecht zur Symetrieebene zu liegen schienen und eine möglichst geringe Auslöschungsschiefe zeigten, nach einer negativen spitzen Bisektrix mit kleinem Axenwinkel gesucht, es ge-

lang jedoch nirgends, eine solche zu finden, sodaß das Vorhandensein eines anorthoklasartigen Feldspates ziemlich ausgeschlossen ist. Das Reich der Kalinatronfeldspäte ist aber in seinen Konstanten bis jetzt so wenig bekannt, daß noch andere Möglichkeiten, die noch nicht zu übersehen sind, vorliegen können. Erst die Heranziehung der Analyse konnte hier ja überhaupt den Aufschluß geben, daß ein Feldspat dieser Reihe und nicht ein reiner Albit vorhanden sein muß. Nach dem neuesten Diagramm der Kalinatronfeldspäte bei Mäkinen[1]) wäre z. B. nicht ausgeschlossen, daß diese Grundmasse dem Gebiet der Komplexe aus triklinen Kalinatronfeldspäten und triklinem Natronfeldspat angehört, also aus verschiedenem Feldspat zusammengesetzt ist.

Diese, in divergenter Struktur angeordneten Grundmassenfeldspäte werden umsäumt von einem Kranz von Mineralien, die ihrer Natur nach ohne weiteres sich zum größten Teile als sekundäre Produkte, hervorgegangen aus ehemaligen femischen Gemengteilen, erweisen. Die Möglichkeit einer basischen Glasmasse darf nicht ganz ausgeschlossen werden, ist aber weniger wahrscheinlich. Es sind kleine schwarze Eisenerze von Punktgröße, auch bei stärkster Vergrößerung, bis zu Dimensionen von etwa 0,01 mm. Ein großer Teil dieser Eisenerze ist sicher Magneteisen, in krystallinen Körnern und Gruppen solcher auftretend. Nach der Titanzahl der Analyse von 0,70⁰/₀ ist ein Titangehalt wahrscheinlich. Neben dem Magneteisen läßt sich noch Eisenglanz in sehr viel kleineren Täfelchen erkennen, die teilweise die hexagonale Begrenzung deutlich zeigen; Kanten und die kleinsten Täfelchen sind häufig dunkelrotbraun durchscheinend. Ein weiterer Teil des Eisenerzes ist wohl Brauneisen, sekundär durch Verwitterung gebildet. Ein Teil des Magneteisens und Eisenglanzes mag wohl primärer Natur sein, doch ist es nach dem Auftreten in den geschieferten Formen zweifellos, daß beide auch als metamorphe Produkte auftreten können. Kleinere solcher Eisenerzteilchen sind häufig auch innerhalb der geschilderten Grundmassenfeldspäte zu beobachten. Da-

[1]) Mäkinen, Über die Alkalifeldspäte, geologiska Föreningens Förhandlingar, Bd. 39, 1917, S. 149.

bei wurde mehrfach eine reihenförmige Anordnung auf und parallel der Zwillingsnaht festgestellt; hierbei wird es sich wohl schon um eine sekundäre Einwanderung auf Spaltrissen usw. handeln. Neben den Eisenerzen werden die Säume um die Feldspäte noch von reichlichen, schwachgrünen, chloritischen Blättchen von etwas größeren Dimensionen als die Eisenerze gebildet. Nach der kaum merklichen Doppelbrechung und der, allerdings etwas schwach, grünlichen Farbe mit ganz schwachem Pleochroismus nach gelblich bis farblos gehören sie den echten Chloriten an. Nur vereinzelte deutlich stark doppelbrechende Blättchen sind zum Sericit zu rechnen. Gelegentlich findet sich ferner noch in Körnern und Körnergruppen etwas Epidot. Kalkspat kommt in vereinzelten größeren, ganz unregelmäßig begrenzten Partieen vor.

Verläßt man nun beim weiteren Studium des Präparates eine solche ausgesprochene Eruptivgesteinsstelle, so kommt man ohne scharfe Abgrenzung, aber doch ziemlich unvermittelt, in Partieen des Schliffes, wo an Stelle der divergenten länglichen Feldspatschnitte ein allotriomorphes Aggregat von nicht mehr zwillingslamellierten Feldspat-Körnern auftritt. Einzelne Feldspatleisten und auch ganze inselförmige Flecken von der erstbeschriebenen Grundmasse sind noch vorhanden, ebenso wie man in den Randgebieten dieser schon einzelne Körner und Anhäufungen solcher antrifft. Studiert man das allotriomorph-körnige Gemenge bei gewöhnlichem Lichte, so läßt sich durch den Unterschied in der Lichtbrechung das deutliche Vorhandensein von Quarz und Feldspatkörnern nachweisen, unter denen die Feldspatkörner an Menge weit überwiegen. Die Größenverhältnisse dieser Körner sind sehr geringe, im Durchschnitt bewegen sie sich von den kleinsten Dimensionen bis zu etwa 0,015 mm. Der Feldspat ist wegen seiner geringen Größe und hier ganz fehlenden Zwillingslamellierung nicht näher bestimmbar, nach der oben schon herangezogenen Analyse, die in der Hauptsache sicher ihr Material aus solchen Gesteinspartieen bezogen hat, liegt auch hier wieder ein Kalinatronfeldspat oder ein Gemenge von solchen vor. Vielleicht ist diese Feldspatgeneration dieser neuen Grundmasse als ein Zerfallspro-

dukt bei der Entmischung der oben beschriebenen primären Grundmassenfeldspäte aufzufassen. Die Eisenerze und chloritischen Blättchen sind auch hier wie oben vorhanden, aber nun nicht mehr in irgend welcher Beziehung ihrer Anordnung zur Struktur, sondern in ganz regelloser Einstreuung. Epidot, Brauneisen und Kalkspat treten ebenfalls auf, außerdem wurde noch etwas Titanit beobachtet. Aus der ausgesprochenen Eruptivgesteinsstruktur ist also hier eine allotriomorph-körnige metamorphe Struktur geworden. Eine ähnliche metamorphe Struktur hat der Verfasser bereits früher an den Sericitgneisen des rechtsrheinischen Taunus beschrieben. Dort tragen die als am wenigsten metamorph beeinflußt geschilderten Typen einen fast gleichen Grundmassencharakter. Hier fehlt nur die dort bereits stark ausgeprägte Unterordnung der Gemengteile unter eine Schieferungsrichtung und der dort reichlich vorhandene, ebenfalls an die Schieferung sich anschließende Sericit. Ebenso wie bei den Sericitgneisen, allerdings nur in viel geringerem Maße, fast nur andeutungsweise, treten die Zusammenkrystallisationen von Quarz und größeren klaren Albitkrystallen auf, die sich von dem übrigen Gewebe deutlich als etwas Gesondertes abheben und als etwas Analoges zu den streichenden Quarzfeldspatausfüllungen von Spalten bei den Sericitgneisen anzusehen sind.

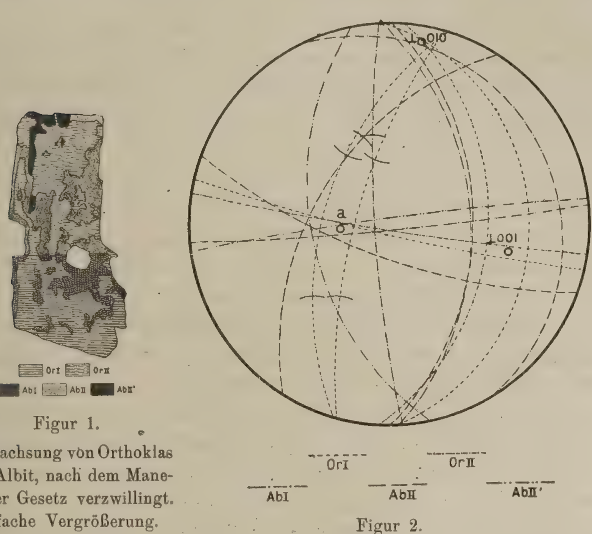
Ein zweiter Schliff (Samml. d. Geol. Landesanst., bezeichnet: Blatt Homburg, Rabenstein bei Kirdorf 1) zeigt ein weiter fortgeschrittenes Stadium der Metamorphose. Von der ursprünglichen orthophyrisch struierten Grundmasse ist nur noch wenig vorhanden, nur vereinzelte Feldspatgruppen lassen sie wiedererkennen und auch die Markierung dieser Struktur durch die rahmenförmigen Umlagerungen durch Eisenerze und Chlorit ist nur ganz spärlich vorhanden. In der Hauptsache ist die Grundmasse von der zweitbeschriebenen Art. Der Feldspatanteil dieser Grundmasse läßt sich hier ebensowenig genau studieren wie beim vorigen Präparat, er überwiegt bei weitem über den Quarz. Die Begrenzung ist nicht so ganz ausgesprochen körnig wie oben, sondern es erscheint mehr der Eindruck eines Ineinandergreifens durch Verwebung der einzelnen Individuen, sodaß der Ausdruck »Quarzfeldspat-

grundgewebe« am treffendsten erscheint. Eine scharfe Abgrenzung der einzelnen Teilindividuen ist hierdurch und durch die mehrfache Übereinanderlagerung in der Schliffdicke nicht mehr möglich, auch die Einheitlichkeit der Auslöschung wird stark beeinträchtigt und ebenso die Höhe der Doppelbrechung herabgesetzt, sodaß höchstens Farben aus dem Grau der tiefsten Ordnung erscheinen. Eine Bestimmung des Feldspates ist natürlich ausgeschlossen, in Betracht kommen nur Feldspäte der Kalinatronreihe einschließlich kalireichem Albit. Der Quarzanteil ist in diesem Präparat in Körnern von etwas größeren Dimensionen und ganz unregelmäßiger Begrenzung enthalten. Überall in diesem Grundgewebe zerstreut liegen die schon oben beschriebenen Eisenerze und Chloritblättchen, Sericit ist stellenweise etwas reichlicher und großblättriger vorhanden.

Weitere Präparate zeigen im großen ganzen das gleiche Bild der metamorphen Grundmasse, es läßt sich eine ganze Reihe nach dem Grade der metamorphen Beeinflußung aufstellen. Als am weitesten nach der metamorphen Seite hin zu stellendes Beispiel kann das Gestein der südlichen oberen Klippen gelten, das auch im Handstück schon schwach schieferig erscheint. Im Dünnschliff erkennt man eine deutliche Schieferungsrichtung durch die Anordnung der Elemente der metamorphen Grundmasse, vor allem ist das Auftreten des hier vorherrschenden Sericites ausgesprochen an diese Richtung gebunden, es liegt sonst also nichts wesentlich verschiedenes von dem vor, was l. c. als Grundmasse bei den dickschiefrigen Sericitgneisen geschildert wurde; als eine Besonderheit ist nur das reichliche Auftreten von Eisenerz zu erwähnen. Doch sei darauf hingewiesen, daß z. B. an dem Gestein vom Ochsenhaag, dem das Gestein auch äußerlich recht gleicht, reichlicher derartiges Eisenerz (Eisenglanz) schon beobachtet wurde. Die metamorphe Umbildung dieser Keratophyre scheint sich also nach allem eben Gesagten gleichfalls in der Richtung nach sericitischen Gesteinen zu entwickeln.

Einsprenglinge.

Während der bei der Darstellung der Grundmassenverhältnisse erstbesprochene Schliff außer einem vereinzelten Quarzkorn keine Einsprenglinge gezeigt hatte, erscheinen bei den übrigen Präparaten verschiedene Mineralien in gleicher Weise in Einsprenglingsform wiederkehrend.



Figur 1.
Verwachsung von Orthoklas und Albit, nach dem Manebacher Gesetz verzwillingt. 20fache Vergrößerung.

Figur 2.
Stereographische Projektion des Feldspatschnittes von Fig. 1 nach dem Resultat der Fedorow'schen Untersuchung.

Feldspateinsprenglinge. Ein besonders klarer und durch seinen Anfbau besonders interessanter Feldspateinsprengling fand sich in einem Schliffe (No. 9, Geol. L.-A.) vom Gestein der südlichen oberen Klippen des Rabensteins. Seine Abbildung gibt Fig. 1 in 20facher Vergrößerung mit dem Abbé'schen Zeichenapparat nach dem mikroskopischen Bilde gezeichnet. Er ist zusammengesetzt aus zwei Zwillingshälften I und II, von denen

jede aus einer Verwachsung von gegeneinander ganz unregelmäßig abgegrenzten Feldspäten — Orthoklas Or_I bezw. Or_{II} und Albit Ab_I bezw. Ab_{II} und Ab_{II}' — gebildet wird. Der Orthoklas erscheint trübe und schwach licht- und doppeltbrechend, der Albit klarer und von etwas höherer Licht und Doppeltbrechung. Der ganze Krystalldurchschnitt ist etwa 7 mm lang und $^3/_4$ mm breit, auf der einen Seite (rechte Seite in der Figur) ist er durch eine Bruchfläche (Präparatrand) begrenzt, sonst zeigt er gradlinige, krystallographische Begrenzungslinien. Nach dem Resultat der Untersuchung auf dem FEDOROW'schen Universalmikroskope liegt der Schnitt etwa 30° von der krystallographischen Axe a in der Zone [010] nach (001) hin entfernt. Die lange Kante (auf der linken Seite der Figur) entspricht der Spur von (010), die Zwillingsnaht der Spur von (001). Die Zwillingsverwachsung der Individuen $Or_I + Ab_I$ mit den Individuen $Or_{II} + Ab_{II}$ ist nach dem Manebacher Gesetz mit (001) als Verwachsungsfläche erfolgt, dabei sind Orthoklas und Albit in jedem Krystall der Zwillingsteile I und II so zueinander orientiert, daß sie die Längsfläche und Basis gemeinsam haben. In welcher Weise dabei die kleine, nur Minuten betragende Winkeldifferenz zwischen Orthoklas und Albit überbrückt ist, läßt sich mit der FEDOROW'schen Untersuchung am Dünnschliff natürlich nicht feststellen. Außer der besprochenen Verzwillingung nach dem Manebacher Gesetz kommt innerhalb der Albitpartieen noch eine zweite Zwillingsverwachsung vor, die nach dem Albitgesetz mit (010) als Verwachsungsfläche erfolgt ist. Von solchen Albitlamellen nach dem Albitgesetz sieht man an vielen Stellen des Präparates große Mengen, aber immer nur in allerkleinsten Dimensionen und nur auf ganz kurze Strecken anhaltend. Eine Stelle von etwas gröberer Struktur, die zur Messung auf dem FEDOROW'schen Universalmikroskope einigermaßen genügend war, fand sich nur im Teil II, sie ist mit Ab_{II}' bezeichnet. Das Projektionsbild der FEDOROW'schen Aufnahmen des gesamten Krystalles gibt Fig. 2. Um den Austrittspunkt des Kll. Axe a gruppieren sich die optischen Symmetrieaxen $\mathfrak{a}$, um die Normale zu (010) die Symmetrieaxen $\mathfrak{c}$, um die Normale zu (001) die S. A. $\mathfrak{b}$. Die be-

obachteten Austritte optischer Achsen sind in der Figur durch flache Kreisstücke angedeutet. Die Aufnahme erfolgte für jede optische Symmetrieebene der einzelnen Teile durch mehrfache Messung und Mittelwertbildung; wo solche Ebenen durch ihre Lage eine zu große Schiefe für eine zuverlässige Messung zeigten, wurden sie konstruiert (Ebenen $\mathfrak{bc}$ von Or_I, Or_{II}, Ab_I und Ab_{II}). In mehreren Fällen gelang es, optische Achsen festzulegen, sie sind in der Figur 2 ebenfalls eingetragen. Die aus dem Projektionsbild konstruierten gemeinsamen krystallographischen Symmetrieebenen, Zwillingsebenen und Zwillingsachsen beider Feldspäte ergaben nur geringe Abweichungen, im Maximum wurden Differenzen von 4^0 angetroffen, im allgemeinen waren Abweichungen von 1^0 bis 2^0 die Regel. Die daraus zur Charakterisierung der Feldspäte angenommenen Mittellagen wurden in einem graphischen Ausgleichsverfahren in der Projektion ermittelt. — Von solchen Ebenen bezw. deren Polen sind in Figur 2 nur die wichtigsten eingetragen und zwar: die Richtung $\perp$ (001) (die der Zwillingsachse des Albites nach dem Albitgesetz und der krystallographischen b-Achse des Orthoklases entspricht = Zonenkante [010]), ferner die Richtung $\perp$ (001) (Zwillingsachse des Manebacher Gesetzes für Albit und Orthoklas) und die darauf senkrechte Richtung der Zonenkante [100] (der krystallographischen Achse a entsprechend). — Zur Ermittlung der Zwillingsgesetze, bei denen die Entscheidung, ob Manebacher oder Karlsbader Gesetz, von vornherein noch nicht gegeben war, wurden dann die Abstände der beiden Zwillingsachsen von $\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ auf das Ussow'sche Feldspatdiagramm[1]) übertragen, in dem die kurvenmäßige Wanderung der Achsen der einzelnen beim Feldspat auftretenden Gesetze für die Reihe Albit-Anorthit bei festliegenden $\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ (als den drei aufeinander senkrechten Hauptdurchmessern des Diagramms) dargestellt sind. Bei dieser Übertragung ergab sich zunächst ohne weiteres die Entscheidung

[1]) A. Ussow, Die Fedorow'sche oder allgemein optische Methode der Untersuchung der gesteinsbildenden Mineralien, insbesondere der Feldspäte. Tomsk 1910.
М. А. Усовъ: Феодоровiкiй или универсально-оптический методъ и. т. л. Томскъ 1910.

über das Zwillingsgesetz. Wie ja schon von vornherein bei dem Zwillingsgesetz von Ab_{II} und Ab_{II}' nach dem Bilde der Projektion durch das nahe Zusammenfallen von $\mathfrak{a}_{Ab_{II}}$ und $\mathfrak{a}_{Ab_{II}'}$ und das ungefähre Übereinanderfallen der darauf senkrechten, $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ enthaltenden optischen Symmetrieebenen an dem Albitgesetz kein Zweifel sein konnte, ergab sich auch im Ussow'schen Diagramm als Lage dieser Zwillingsachse ein Punkt, der genau auf die Kurve der Albitgesetzachse fiel. Bei dem Versuche, die andere zunächst noch ihrem Gesetze nach zweifelhafte Zwillingsachse in das Diagramm einzutragen, lieferte die Auffassung als Karlsbader Gesetz einen Punkt, der weit außerhalb der Karlsbader Kurve lag, während die Einführung als Manebacher Zwillingsachse ohne weiteres auf einen Punkt der Manebacher Kurve führte und zwar auf den Punkt, der dem gleichen Anorthitgehalt (7 %) entsprach, der auch bei dem Albitgesetz gefunden worden war. Damit war die Entscheidung für das Manebacher Gesetz mit voller Sicherheit gewonnen. Ich möchte nicht verfehlen, auf diese absolut sichere und einfache Methode, das Karlsbader Gesetz von dem Manebacher Gesetz zu unterscheiden, hinzuweisen, da es wegen der geringen Differenz der Lage der beiden Zwillingsachsen auf anderem Wege an Dünnschliffen nicht leicht möglich ist, eine sichere Entscheidung zu treffen. Wie leicht dabei gefehlt werden kann, beweisen Angaben von Verwachsungen nach dem Karlsbader Gesetz in der Literatur, bei denen die Autoren durch die auffallende Erscheinung, daß gleichzeitige Albitgesetzlamellen senkrecht auf der Verwachsungsnaht des vermeintlichen Karlsbader Gesetzes stehen, gezwungen sind, für das Karlsbader Gesetz ganz besondere, außergewöhnliche Verwachsungsflächen, wie (100) einzuführen. Es ist für viele solche Fälle nach dem oben ausgeführten sehr wahrscheinlich, daß ein Manebacher Gesetz mit dessen normaler Verwachsungsfläche (001) vorliegt. — Zur Charakterisierung der beiden Teilfeldspäte des in Rede stehenden Schnittes seien im folgenden die teils auf dem Universalmikroskope direkt gemessenen, teils aus der Projektion auf graphischem Wege ermittelten Werte zusammengestellt. Dabei mag als äußerste Fehlergrenze ein Wert von $\pm 4^0$

berücksichtigt werden, im allgemeinen dürften aber ± 2⁰ kaum überschritten werden.

1. Orthoklas.

gemessen $2V\ Or_I = 75^0$ } über 𝔞
» $2V\ Or_{II} = 72^0$ }

graphisch erm. 𝔞 : a = 9⁰.

Dieser Wert von 9⁰ für 𝔞 : a zeigt einen Natronorthoklas an.

2. Albit.

graphisch erm. $2V\ Ab_I = 76^0$ } über 𝔠
» » $2V\ Ab_{II} = 78^0$ }

Ein brauchbares 2V für Ab_{II}' war wegen der zu großen Schiefe der Achsenebene nicht zu erhalten.

Graphisch wurden ermittelt die Abstände:

		Ab_I	Ab_{II}	Mittel
𝔞 :	Normale (010)	89⁰	87⁰	88⁰
	Normale (001)	71	72	71½
𝔟 :	Normale (010)	75	73	74
	Normale (001)	24	24	24
𝔠 :	Normale (010)	14	14	14
	Normale (001)	77	78	77½

Die Werte für Ab_{II}' konnten wegen der Feinheit der gemessenen Lamelle und der unglücklichen schiefen Lage der drei optischen Symmetrieebenen nicht so genau ermittelt werden, sie werden durch die gut übereinstimmenden Werte von Ab_I und Ab_{II} auch überflüssig.

In einem weiteren Feldspateinsprenglingsdurchschnitt im Präparat Geol. Landesanstalt, Blatt Homburg, Rabenstein bei Kirdorf, Nr. 1, wurde ein aus zwei größeren Teilen bestehender Zwilling gefunden, der einem Feldspat von geringer Licht- und Doppelbrechung und nach dem Fedorow'schen Bild von trikliner Symmetrie angehörte. Die Zwillingsachse trat zwischen den optischen Symmetrieachsen 𝔟 aus und hatte von den optischen Symmetrieachsen folgende graphisch ermittelten Abstände:

𝔞 = 68⁰, 𝔟 = 26⁰, 𝔠 = 81⁰.

Das Zwillingsgesetz ist auch hier wieder das Manebacher Gesetz mit (001) als Verwachsungsebene; der Feldspat ist nach der Übertragung auf das Ussow'sche Diagramm ein etwa 4 % Albit.

An einer anderen Stelle desselben Präparates war ein Haufwerk von mehreren Feldspatkörnern in unregelmäßiger Begrenzung (nach außen und untereinander) zu beobachten. Die Fedorow'sche Untersuchung ergab keine irgendwie symmetrische Orientierung zwischen den einzelnen Körnern. An einem Korne war ein Achsenwinkel mit $2V = 74^0$ über $\mathfrak{a}$ zu beobachten. Da wegen der Licht- und Doppelbrechung Plagioklase mit solchem Achsenwinkel nicht in Betracht kommen, lag nur die Möglichkeit für Orthoklas oder Mikroklin vor. Zur Entscheidung konnte eine Beobachtung über Auslöschungsschiefe an einem der Körner einen Anhalt geben. Dieses Korn war nach dem Fedorow'schen Bilde nahezu (5^0 Diff.) senkrecht zu $\mathfrak{c}$ geschnitten und zeigte einigermaßen deutliche Spaltrisse in der Richtung des größeren Vektors ($\mathfrak{a}$), also nach (001). Eine so bemerkenswerte Schiefe der Auslöschung, wie sie für diese Lage bei Mikroklin (etwa 60^0) hätte auftreten müssen, war nicht festzustellen; genauere Messung von $a : \mathfrak{a}$ war wegen der Trübung nicht angängig. Mikroklin war nach dieser Beobachtung also ausgeschlossen, gegen Anorthoklas, der vielleicht noch in Betracht hätte kommen können, spricht der große Achsenwinkel. An einem anderen vereinzelten Korn aus der Nähe dieser Gruppe gelang es wiederum, einen Achsenwinkel, $2V = 79^0$ über $\mathfrak{a}$ zu messen. Die Orientierung war ebenfalls ungefähr senkrecht $\mathfrak{c}$ und die Spaltrisse parallel der Basis deutlich vorhanden. Hier ließ sich eine Auslöschungsschiefe gut bestimmen. Es ergab sich $a : \mathfrak{a} = 9^0$, eine Zahl, die mit der des Orthoklases am zuerst beschriebenen Einsprengling gut übereinstimmt. Ein weiteres vereinzeltes Korn ergab nochmals einen Achsenwinkel $2V = 70^0$ über $\mathfrak{a}$. — Alle diese Orthoklase führten reichliche Einlagerungen von Entmischungsalbit in feinster Struktur, wie er an vielen Stellen in der Literatur sich beschrieben findet.

Aus dieser Darstellung der besonders interessanten Feldspatschnitte der verschiedenen Präparate, sowie aus den Beobachtungen

an einigen wenigen weiteren Schnitten — die Gesamtzahl ist nicht groß — geht hervor, daß als Einsprenglinge in der Hauptsache Orthoklase, und zwar nach dem a : a = 9° und dem Reichtum an Entmischungsalbit, Natronorthoklase auftreten. Geringprozentiger Albit kommt ganz vereinzelt oder auch als primäre (?) Verwachsung mit dem Orthoklas vor.

Ehemalige femische Einsprenglinge. Eine zweite Art von Einsprenglingen wird durch Gruppierungen von Eisenerzen, Sericit, Quarz und Albit gebildet, die die Existenz ehemaliger femischer Einsprenglinge an solchen Stellen andeuten. In den meisten Fällen bilden diese Gruppen unregelmäßige Haufen oder schweifartige Formen, mitunter findet man aber auch deutlich geometrische, d. h. ehemals krystallographische Begrenzungen. Die Form solcher Schnitte ist eine langrechteckige oder deutlich oktogonale und hexagonale, die langrechteckigen Schnitte weisen bisweilen als Endigung zwei giebelförmig gestellte Kanten auf. Nach diesen Beobachtungen lagen prismatische Mineralien mit quadratischem bezw. hexagonalem Habitus, also wohl ein Pyroxen und eine Hornblende, vor. Die Größenverhältnisse dieser Einsprenglinge sind sehr verschieden, von den geringsten Dimensionen anfangend kann man Schnitte bis zur Größe der Feldspateinsprenglinge beobachten. In einem besonders großen Falle wurde ein Durchmesser von etwa $^1/_2$ mm gemessen. Die Dicke ist im allgemeinen im Verhältnis zur Länge sehr gering; es wurden Beispiele gefunden, wo die Länge die Breite um das zehnfache übertraf. Nicht selten trifft man Andeutungen von knäuelförmigen Verwachsungen solcher Pseudomorphosen.

Die Mineralausfüllung ist bei den länglich rechteckigen Schnitten ganz allgemein in der Weise angeordnet, daß am Rande eine dichte und ziemlich breite Lage von kompakt erscheinendem Eisenerz vorhanden ist, während die Mitte meist ärmer an Eisenerz ist, das dort nur in einzeln auftretenden Körnern vorkommt; bei besonders dünnen Schnitten findet man allerdings nicht selten eine durchgehend kompakte Eisenerzausfüllung. Bisweilen läßt sich von den Rändern ausgehend eine giebelförmige Hineinragung

von langgestreckten parallelen Eisenerzbalken in das Innere beobachten, die aber auch senkrecht zu den Seitenwänden stehen oder gebogen verlaufen können. Neben dem schon erwähnten Eisenerz besteht ein beträchtlicher Anteil der Innenausfüllung aus Quarz und hauptsächlich Sericit, das Material dieser Ausfüllungsmasse ist sehr feinkörnig bezw. feinblättrig; die Möglichkeit des Mitvorkommens von Albit ist nicht ausgeschlossen. Nach dem ganzen Auftreten, der Form und vor allem der reichlichen Beteiligung von Eisenerz an der Ausfüllung ist wohl mit Sicherheit anzunehmen, daß es sich bei diesen Pseudomorphosen um die Ersetzung eines ehemaligen eisenreichen Pyroxens und einer ebensolchen Hornblende handelt. Es ist bemerkenswert, daß die Gesteine, deren Analysen mit der des vorliegenden Gesteines am meisten übereinstimmen, ägirin- und arfvedsonithaltige Typen sind. Nicht verwechseln darf man jedoch solche Pseudomorphosen mit den nicht seltenen einfachen Anhäufungen von körnigem Eisenerz, die sich als metamorphe Neubildungen besonders gut bei den mehr geschieferten Typen durch ihre Anordnuug in der Schieferungsrichtung zu erkennen geben. Fehlt jedoch dieses Kennzeichen, so kann es bei unregelmäßig begrenzten Schnitten schwer werden, eine Entscheidung zu treffen.

Eine dritte Art von einsprenglingsartig auftretenden Formen wird durch scharf und regelmäßig achtseitig begrenzte Schnitte gebildet, die eine Größe von etwa 0,05 bis 0,1 mm besitzen. Mitunter beobachtet man eine Größenverschiedenheit in den Begrenzungslinien, indem vier aufeinander senkrechte Flächen überwiegend groß auftreten, während die vier anderen, um 45° dagegen gedrehten, klein ausgebildet sind. Zu diesen oktogonalen Schnitten gehören nach Größe und Ausfüllung langrechteckige Schnitte, die bisweilen von zwei giebelförmig gestellten Kanten als Endigung begrenzt sind. In der Regel findet man solche prismatischen Schnitte nicht allein, sondern in Verwachsung mit anderen gleichartigen seitlich ansetzenden Prismen in der Weise, daß deren Längsachse einen rechten oder schiefen Winkel mit der Längsachse des Hauptprismas bildet. Auch regelrechte Durchkreuzungen lassen

sich beobachten. Die Bilder dieser ehemaligen Zwillingsverwachsungen und auch der einfachen Schnitte entsprechen ganz dem Aussehen von Pyroxenen. Die Mineralausfüllung dieser Schnitte ist eine ganz andere wie die der oben beschriebenen Pyroxenbezw. Hornblende-Pseudomorphosen. Am Rande ist nur ein ganz schmaler und feiner Eisenerzsaum vorhanden, der die Grenze gegen die übrige Gesteinsmasse markiert. Die Mitte erscheint bei gewöhnlichem Lichte absolut klar, bei gekreuzten Nikols erkennt man, daß sie aus einem Aggregat von ziemlich groben, unregelmäßig begrenzten Quarzkörnern gebildet ist. Zwischen diesen Körnern eingeklemmt tritt bisweilen etwas Sericit auf, gelegentlich wurde auch zwischen dem feinen Eisenerzrand und der Quarzausfüllung eine Zwischenlage von Sericit beobachtet. Mitunter finden sich auch Eisenerzkörner ganz vereinzelt in dieser inneren Füllmasse. Aus dieser wesentlich verschiedenen Mineralausfüllung muß wohl sicherlich auf einen anderen Pyroxen als die oben beschriebenen großen, stark eisenerzreichen Einsprenglingspyroxene geschlossen werden. Diese Verschiedenheit scheint auch eine Beobachtung zu beweisen, die als eine Verwachsung beider Arten gedeutet werden kann; in einem besonders großen prismatischen Schnitt der hier besprochenen Art erschien deutlich eine schmale Lamelle von eisenerzreicher Pseudomorphose parallel der Längsrichtung eingelagert. Welches die Natur dieses ehemaligen Pyroxen gewesen sein mag, läßt sich leider nicht entscheiden (Diopsid?).

2. Hauburgstein (am Ostfuße des Hühnerberges).

Ein weiteres Vorkommen von Keratophyren wurde in den Klippen des Hauburgsteines am Ostfuße des Hühnerberges in der Südwestecke des Blattes aufgefunden. Dort steht ein dichtes Gestein von dunkelgrauer Farbe mit Stich ins Violette an, das nur schwache Schieferung zeigt und makroskopisch ebenfalls wieder den Eindruck des ehemaligen Eruptivgesteines noch etwas gewahrt hat. Mit der Lupe lassen sich außerdem noch kleine bis $^1/_2$ mm große Feldspateinsprenglinge festellen. Die metamorphe Beeinflussung gibt sich außer in der Schieferung noch durch Lagen

und Häute von grünlichen, blättrigen Substanzen zu erkennen. U. d. M. erweisen sich die Feldspateinsprenglinge, die in allen Größen bis zu $^1/_2$ mm auftreten, als albitscheckige Orthoklase, bei denen der Albitanteil an Menge vorwiegt. Der Orthoklas erscheint durch Einlagerungen getrübt, während der Albit recht frisch und klar ist, bisweilen tritt in letzterem stellenweise eine scharfe Zwillingslamellierung auf. Die Durchmischung der beiden Feldspäte ist eine derartig innige, stellenweise geht die Fleckung sogar in eine spindelförmige, faserige Verwachsung über, sodaß eine Untersuchung ihrer gegenseitigen Orientierung aussichtslos erscheint. Die Grundmasse zeigt ein feinkörniges Quarzfeldspatgewebe mit einer Korngröße von durchschnittlich 0,005 mm. Ganz vereinzelt treten lange, rechteckige Schnitte von Grundmassenfeldspat auf, die meist in zwei einfache Zwillingshälften zerfallen und vorwiegend parallel der Schieferung angeordnet sind. Bei ihnen dürfte es sich, nach dieser auffallenden Unterordnung unter die Schieferungsrichtung, wohl sicher um Albit von metamorpher Entstehung handeln. Der blättrige Gemengteil der Grundmasse ist ausschließlich Sericit, der sowohl in einzelnen Blättchen als auch in Lagen in der Schieferungsrichtung auftritt. Von Erzen ist Magneteisen in Körnchen und Kristallen (bisweilen scharfen Oktaedern) von kleinsten Individuen bis zu etwa 0,0075 mm Größe vorhanden. Eisenglanz tritt in kleinsten Täfelchen spärlich auf. Größere Flecke, wohl primären Eisenerzes, sind umgeben von Leukoxenbildungen, die deutlich aus groben Körnern von Titanit aufgebaut sind. Solche Titanitkörner kommen auch vereinzelt allein, ohne die Verbindung mit Eisenerz vor. Als Spuren ehemaliger, einsprenglingsartiger, femischer Gemengteile sind wohl in der Schieferung langgezogene Erzhaufen anzusehen. Als etwas Besonderes wurden in einer Quarzkörneranhäufung bei einem Feldspateinsprengling mehrere scharfe feine Nadeln einer bläulichgrünen: blaßgelblichen Hornblende beobachtet, die als ein häufiges metamorphes Produkt in basischeren Eruptivgesteinen wohlbekannt ist, bei derartig sauren Gesteinen im Taunus aber immerhin etwas außergewöhnliches sein dürfte.

Chemische Verhältnisse der Keratophyre.

Von dem Gesteine dieser Rabensteinklippen wurde im Laboratorium der geologischen Landesanstalt durch Herrn Dr. EYME eine Analyse ausgeführt, deren Material von einem solchen Stück gewählt wurde, das möglichst wenig dynamometamorph beeinflußt erschien und außerdem nicht durch sekundäre Quarzadern verunreinigt war. Solches Material fand sich an einem etwa manneshohen Block vor, der von der eigentlichen Gipfelklippe des Rabensteines durch einen kleinen um diese herumführenden Pfad etwa 5 m auf der Seite nach Kirdorf zu abgegrenzt liegt. Das Gestein ist dunkelblauviolett, dicht, splittrig und zeigt in keiner Weise eine Schiefrigkeit; einzelne Feldspateinsprenglinge sind zu bemerken.. Das Ergebnis der Analyse ist folgendes:

	Gew.-Proz.	Mol.-Proz.	OSANN'sche Verhältniszahlen
SiO_2	65,29	73,53	S : Al : F
TiO_2	0,70		24,5 : 3 : 2,5
Al_2O_3	14,11	9,27	
Fe_2O_3	6,28		Al : C : Alk
FeO	1,05	6,28	14 : 1,5 : 14,5
CaO	0,75	0,90	
MgO	0,40	0,67	
K_2O	5,46	3,89	
Na_2O	5,04	5,45	
CO_2	—		
H_2O	1,19		
SO_3	—		
S	0,10		
P_2O_5	0,12		
Summe:	100,49	Zahl: 15180.	

Eine Diskussion dieser Analyse dürfte mit Rücksicht darauf, daß die chemischen Vorgänge bei der Metamorphose dieser Gesteine noch wenig bekannt sind, verfrüht erscheinen. Aufklärungen über diese Verhältnisse können erst von einem umfassenden Studium

der Gesamtheit ähnlicher Schiefergesteine erwartet werden. Will man trotzdem versuchsweise vorwegnehmend einen Vergleich mit nicht metamorph beeinflußten Gesteinen versuchen, so ergeben sich immerhin recht interessante Parallelisierungen, die mit dem vermuteten primären Mineralbestand bemerkenswerte Übereinstimmung zeigen.

Reiht man zu diesem Zwecke diese Analyse in die Tabelle I in Osann's Petrochemischen Untersuchungen[1]) ein, so findet sie ihren Platz auf Seite 71. Die SAlF-Zahl stellt sie zu Gesteinen vom Charakter von Syeniten, Trachyten und Monzoniten; das AlCAlk-Verhältnis mit der ungewöhnlich hohen Zahl 14,5 für Alk gibt nach den im genannten Osann'schen Werke auf Seite 68 ff. ausgeführten statistischen Ergebnissen eine Zuordnung zu den Alkaligesteinen. Bei gleichem SAlF-Verhältnis kommen dem AlCAlk-Verhältnis am nächsten ein Alkalisyenitporphyr mit Al 14,5 C 2,5 Alk 13,5, ein Alkalitrachyt mit Al 14,5 C 2,5 Alk 13,5 und ein weiterer Alkalitrachyt mit Al 13,5 C 3 Alk 13,5. Die vorliegende Analyse trägt also Merkmale eines Alkaligesteins, dem als Stellung in der Systematik die Bezeichnung »Trachyt« bezw. wegen seines paläovulkanischen Auftretens »Keratophyr« zukäme. Doch muß eine endgültige Auswertung der Analyse erst späteren Betrachtungen im Zusammenhang mit einem größeren Material aus dem ganzen Taunus vorbehalten werden.

Zu Vergleichszwecken wurden aus Osann's[2]) Verzeichnis der Gesteinsanalysen aus den Jahren 1900 bis 1909 die ähnlichsten Analysen aufgesucht, es sind dies die Nummern: 1535 Pantellerit, Tadetschamalka, Somaliland; 1550, Lahnporphyr (!), Rupbachtal, Nassau; 1671 Afvedsonitaegirintrachyt, Deriah Mt., Nandowar Mt. N. S. W; 1672 Afvedsonitaegirintrachyt, Dippingrock, Nandowar Mts. N. S. W. Es ist, wie schon oben gesagt, auffallend, wie der aus den Relikten geschlossene ehemalige Mineralbestand in Bezug auf die femischen Gemengteile mit dem Mineralbestand

---

[1]) A. Osann, Petrochemische Untersuchungen, Abh. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., 1913.

[2]) A. Osann, Beiträge zur chemischen Petrographie II, Leipzig 1916.

dieser Gesteine zusammenstimmt, für die Lahnporphyre[1]) werden in der Literatur Aegirin und Riebeckit, für die beiden anderen Gesteine Aegirin und Arfvedsonit angegeben.

Natron-Keratophyre

a) mit erhaltenem Eruptivgesteinscharakter.

1. Östlich Kirdorf.

Verfolgt man vom Rabenstein aus den Weg auf der östlichen Seite der Talsohle weiter nach Norden, so kommt man nach kurzer Zeit, da, wo ein Fußweg von Kirdorf her quer durch die Wiesen herüberkommt, an einen größeren Steinbruch. Das Gestein des Bruches ist im allgemeinen stark schiefrig und läßt von einem ursprünglichen Eruptivgestein nichts erkennen. Bei aufmerksamem Suchen gelingt es indessen, Stücke zu finden, an denen deutlich zwischen reinen, schiefrigen Lagen noch ein dichtes, schiefriges, dunkelblauviolettes Eruptivgestein — ziemlich ähnlich dem vom Rabenstein — festzustellen ist. Durch Annahme von schiefrigem Charakter, der beim Übergang oft zuerst fleckenweise mit grüner und grauer Färbung auftritt, gehen solche Eruptivgesteinslagen meist ziemlich unmittelbar in das normale schiefrige Gestein des Bruches über; die metamorphe Umwandlung läßt sich hier oft schon im Handstück feststellen. Untersucht man das eruptivgesteinsähnliche Material unter dem Mikroskop, so erhält man bis auf die Einsprenglinge ungefähr das gleiche Bild, wie es von den Gesteinen vom Rabenstein entworfen worden ist. An einzelnen Stellen ist, wenn auch verwischt, die orthophyrische Feldspatgrundmasse mit den femischen Umrahmungen wiederzuerkennen. Der Grundmassenfeldspat hat auch hier geringere Lichtbrechung als Canadabalsam, er ist in den Dimensionen wechselnder und z. T. etwas größer als der oben geschilderte vom Rabenstein. Die körnigen Eisenerzkränze sind genau die gleichen wie oben. Ganz

---

[1]) R. Brauns, Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 27, S. 302 ff.

allgemein macht sich auch bei den reinsten Eruptivgesteinstypen dieses Bruches die Neigung zur Schiefrigkeit durch Überhandnehmen der blättrigen Gemengteile (Sericit) in der Grundmasse bemerkbar, mit der eine immer regellosere Ausstreuung der Erzkörnchen und des Erzstaubes Hand in Hand geht. Besonders auffallend sind die zahlreichen und teilweise recht großen Feldspateinsprenglinge, die hier im Gegensatz zum Rabenstein ausschließlich dem Albit angehören. Sie erreichen z. T. eine beträchtliche Größe; es wurden Exemplare von einem Durchmesser bis zu 5 mm gemessen. Kleine Durchschnitte sind jedoch bei weitem am zahlreichsten, und es lassen sich nach abwärts alle Dimensionen bis zur Grundmassenfeldspatgröße feststellen. Gruppenförmige Zusammenhäufungen von Körnern sind nicht selten, ausgesprochene knäuelförmige Verwachsungen wurden dagegen nicht beobachtet. Die Umgrenzungsform der Schnitte ist meist eine rundliche bis ovale, körnigem Auftreten entsprechend; gute krystallographische Begrenzungen sind seltener zu sehen. Bei den zwillingslamellierten Schnitten ist häufig eine größere Längenausdehnung parallel der Zwillingsnaht zu bemerken, was einer tafligen Ausbildung nach (010) entspricht. Als Zwillingsgesetze wurde das Karlsbader, Albit- und das Periklingesetz beobachtet, unverzwillingte Durchschnitte z. T. sogar von ziemlicher Größe, sind aber nicht selten. An einem günstigen, nach dem Karlsbader und Albitgesetz zugleich verzwillingten Schnitte wurden mit Hilfe des Fedorow'schen Universalmikroskopes und Projektion die Abstände der optischen Symmetrieachsen $\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ und der optischen Achsen, soweit sie festzulegen waren, von beiden Zwillingsachsen bestimmt. In der Projektion wurde auch noch der dritte, auf diesen beiden Achsen senkrechte Durchmesser eingetragen, der der Richtung von vorne nach hinten in den üblichen Feldspatdiagrammen entspricht. Als Abstände wurden folgende Werte gemessen:

		Grund-Individuum	Albit-gesetz	Karlsbader Gesetz	Mittel-wert
Zwillingsachse des Albitgesetzes	a	$90^1/_2{}^0$	91^0	$92^1/_2{}^0$	91^0
	b	72	$72^1/_2$	74	73
	c	$16^1/_2$	19	$16^1/_2$	17
	A	45		47	46
	B	—	$48^1/_2$	42	45
Zwillingsachse des Karlsbader Gezetzes	a	$82^1/_2$	$81^1/_2$	84	83
	b	20	19	17	19
	c	$73^1/_2$	$71^1/_2$	74	73
	A	72		74	73
	B	—	82	82	82
Normale zu diesen beiden Achsen	a	8	8	7	8
	b	83	82	84	83
	c	91	87	89	89
	A	50		47	$48^1/_2$
	B		43	50	$46^1/_2$
Achsenwinkel		84	88	84	85

Dies entspricht im Ussow'schen Diagramm einem 5prozentigen Albit. Sehr interessant ist die Verschiedenheit der Achsenwinkel bei diesem und dem ungefähr gleichprozentigen, auf Seite 473 beschriebenen Albit. Während man hier im Mittel 85^0 gefunden hatte, hatte man dort etwa 77^0. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß solche Ungleichheiten in den Achsenwinkeln öfter zu beobachten waren, ja daß es sogar (s. S. 488) vorkam, daß in ein und demselben Krystall mit mehrfachen Zwillingsbildungen eine Lamelle einen beträchtlich abweichenden Achsenwinkel von den anderen zeigte. Die Unzuverlässigkeit der Achsenwinkel zur Feldspatbestimmung zeigt ja auch schon zur Genüge die Tabelle auf Seite 342 und 343 in Rosenbusch's Mikrosk. Phys. I, 2. Die Beobachtung der Lichtbrechung an dem vorliegenden Feldspat, die wegen der Orientierung des Schnittes der Teilindividuen I und II ungefähr senkrecht α unmittelbar die Beobachtung von β und γ liefern konnte, ergab im Vergleich mit Canadabalsam ein deutlich geringeres β und ein gleiches oder wenig geringeres γ.

Andere Schnitte von Feldspateinsprenglingen ergaben das gleiche Resultat eines geringprozentigen Albites; in zwei Fällen wurde nochmals ein Achsenwinkel von 88° über c gemessen. Der Erhaltungszustand dieser Feldspäte war für die Untersuchung wohl noch ausreichend, ist aber im allgemeinen als nicht mehr sehr frisch zu bezeichnen. Die Krystalle sind erdig getrübt, auf größeren Rissen ist Eisenerz eingewandert, kleine Sericitblättchen erfüllen sie überall mehr oder weniger reichlich.

Die durch Eisenerz schwarzen oder schwarz umränderten Pyroxen-Hornblende-Pseudomorphosen finden sich in der gleichen Weise wie oben beim Rabenstein, dagegen wurde von den beschriebenen (Pyroxen-) Pseudomorphosen der dritten Art nirgends etwas gefunden.

Ein weiteres Beispiel eines derartigen Eruptivgesteines, das den primären Eruptivgesteinscharakter noch weit besser, fast so gut wie bei dem vom Rabenstein zuerst beschriebenen Praeparate erkennen läßt, wurde an der Hecke südlich des oben genannten Bruches in einem Lesestücke gefunden, zu dem leider das Anstehende nicht zu ermitteln war. Das Gestein ist dicht und noch eruptivgesteinsartig, wenn sich auch schon eine geringe Schiefrigkeit erkennen läßt. Kleinere und größere Feldspateinsprenglinge sind reichlich vorhanden. Als Färbung treten wieder die dunklen Töne mit Stich ins bläulichviolette auf, sie sind hier aber überall mit graugrünen in der Schieferungsrichtung langgestreckten, flatschenartigen Flecken untermischt, sodaß auf dem Querbruch eine Art von grünlicher Flammung entsteht. U. d. M. erkennt man auch schon bei schwachen Vergrößerungen die ganz eruptivgesteinsartige Grundmassenfeldspatstruktur, wie sie schon beim Rabenstein gefunden wurde, die Feldspäte sind hier aber von geringerer Größe (etwa die Hälfte); als Durchschnittszahlen wurden 0,05 zu 0,15 mm gemessen, doch kommen auch bedeutend gedrungenere Formen vor. Es liegt also eine bei weitem nicht mehr so ausgesprochene dünne Ausbildung wie beim Rabenstein zu Grunde, doch ist immerhin der taflige Charakter noch deutlich genug. Begrenzungsverhältnisse und Zwillingslamellierung sind in gleicher Weise

wie dort vorhanden. Da, wo es gelingt, eine Grenze des Feldspates gegen Canadabalsam am Präparatrande festzustellen — meist ist der Feldspat mit metamorphen Produkten so reich beladen und umsäumt, daß eine sichere Beobachtung schwer wird — erscheint er von kleinerer oder gleicher Lichtbrechung wie dieser. Als Maximum der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone wurde an solchen Schnitten, die durch eine Eisenerzumkränzung zweifelsfrei ihre primäre Natur gegenüber sekundärem metamorphem Albit zu erkennen gaben, 15° bestimmt. Dies würde also einem geringprozentigen Albit entsprechen. Um diese Grundmassenfeldspäte liegen auch hier wieder die Kränze von Umwandlungsprodukten femischer Gemengteile, in denen sich wiederum Magneteisen und Eisenglanz in der gleichen Weise wie oben, hier zusammen mit Chlorit als blättrigem Gemengteil, erkennen lassen. Vereinzelte Feldspäte ragen aus der Grundmasse durch ihre Größe etwas heraus und leiten zu den Einsprenglingen über. Nach den Schnitten sind sie schmal tafelförmig nach M. Verbiegungen und Zerbrechungen der Tafeln mit kleinen Verwerfungen der Bruchstücke sind mitunter zu beobachten. Meist ist nur eine einfache Zwillingsbildung vorhanden. Der optische Charakter ist positiv, bei einem Achsenwinkel der dem des Albites entspricht. Die spitze Bisektrix steht ungefähr senkrecht auf zugehörigen, meist quadratisch oder rhombisch begrenzten Schnitten ohne Zwillingsbildung, die also M entsprechen und eine Begrenzung durch P und y anzeigen. Nach allen diesen Beobachtungen ist also Orthoklas ausgeschlossen, es liegt nur ein Albit vor. Die eigentlichen großen Feldspateinsprenglinge sind wieder Albite von ganz gleichem Charakter wie die Albiteinsprenglinge aus dem Eruptivgestein vom Bruche östlich Kirdorf. Albit-, Karlsbader und Periklingesetz wurden als Zwillingsgesetze beobachtet. Der Erhaltungszustand der Feldspäte ist gut, Sericit und daneben auch Epidot sind als Neubildungen eingeschleppt.

Dieses hier gegebene Bild der primären Bestandteile muß nun zur Vollständigkeit des Gesamteindruckes ergänzt werden durch eine Schilderung der metamorphen Neubildungen, die auch hier nicht un-

beträchtlichen Anteil am Aufbau des Gesteines haben. Diese metamorphen Gemengteile, die auch die Träger der Schiefrigkeit sind, erscheinen wie ein Schleier in das Gesteinsbild hineinverwoben, dessen primäres Bild verdeckend, ohne es aber zu verhüllen. In erster Linie ist der Epidot zu nennen, der in den bisher besprochenen Gesteinen nirgends in dieser Deutlichkeit und Reichlichkeit zu erwähnen war. Er tritt in zahllosen kleinen Körnchen bis zu 0,03 mm Durchmesser auf, vereinzelt sind kurzprismatische Schnitte vorhanden; sehr häufig sind Ansammlungen der einzelnen Körnchen zu Körnerhaufen. Das Auftreten des Epidotes in der Grundmasse ist ein ganz regelloses, er liegt sowohl mitten in den Grundmassenfeldspäten eingebettet als auch in den Räumen zwischen diesen mit den Erzen und blättrigen Gemengteilen zusammen, und erfüllt ebenso regellos einzelne Feldspateinsprenglinge. Die Farbe ist schwachgelblich ohne eine Spur von Pleochroismus, die Doppelbrechung ist hoch, es liegt also ein eisenreicher Epidot vor, wofür auch der optisch negative Charakter spricht. Betrachtet man einen Schliff senkrecht zur angedeuteten Schieferung des Gesteines bei ganz schwachen Vergrößerungen, so findet man, daß der Epidot die Neigung hat, in Lagen angereichert aufzutreten, in denen sich auch die übrigen metamorphen Gemengteile, vor allem die Eisenerze, reichlicher einfinden. Auf solche epidotreicheren und ärmeren Lagen ist die Schieferung und die Differenz in der Färbung — es wurde eine grüne Flammung des sonst dunklen Gesteines im Querschnitt beschrieben — zurückzuführen. Neben dem Epidot ist als metamorphe Neubildung Chlorit zu nennen, der mit nur ganz wenig Sericit zusammen den blättrigen Gemengteil ausmacht. Er liegt in einzelnen Blättchen und angehäuften Flatschen solcher hauptsächlich zwischen den Feldspäten der Grundmasse, innerhalb der Feldspäte kommen nur vereinzelte Blättchen vor. Seine Farbe ist sehr blaß grünlich, auch da wo er in größeren Zügen auftritt; eine Doppelbrechung ist kaum zu erkennen. Als weitere metamorphe Bildung ist ein Teil der Eisenerze, sowohl Magneteisen wie Eisenglanz, anzusehen, die diesen sekundären Charakter durch lagenförmige Anhäufungen in der

Schieferungsrichtung zusammen mit dem Epidot beweisen. Von der metamorphen Quarzfeldspatgrundmasse, wie sie beim Rabenstein besprochen wurde, ist bei diesem Gestein wenig zu erkennen, die primären Grundmassenfeldspäte sind meist so weitgehend erhalten, daß ihre Umbildung kaum eingetreten zu sein scheint. Nur vereinzelt findet man Stellen, die auf Quarz schließen lassen, etwas häufiger ist dagegen Albit in solcher Frische und Klarheit und so unregelmäßiger Begrenzung, daß er sich ohne weiteres von den primären Grundmassenalbiten unterscheidet. Zu solchen sekundären Albiten mag auch mancher leistenförmige Schnitt der Grundmasse gehören, eine sichere Unterscheidung ist natürlich sehr schwer, den besten Beweis für eine primäre Natur liefert immer noch die Umsäumung mit femischen Umwandlungsprodukten. Als sichere metamorphe Neubildungen von gelegentlichem Charakter sind einzelne Quarzalbitflecken mit größeren Krystallisationen von Epidot und Chlorit anzusehen.

Weitere Handstücke, bei denen äußerlich noch ein ursprünglicher Eruptivgesteinscharackter gewahrt erscheint, lassen sich in dem kleinen, zur Zeit schon stark verfallenen Steinbruche südlich an der Landstraße am NO-Ausgang von Kirdorf sammeln. Das Gestein ist wieder ungefähr das gleiche wie bei den vorher geschilderten Typen, nur läßt sich durchweg eine größere Schiefrigkeit feststellen. U. d. M. erkennt man, daß diese Schiefrigkeit die Grundmasse schon so beherrscht und daß die metamorphen Neubildungen so überwiegen, daß für die Schilderung des ursprünglichen Eruptivgesteines, auf die es ja hier zunächst ankommt, nichts mehr zu gewinnen ist. Dagegen rechtfertigen die Einsprenglingsfeldspäte die Erwähnung des Gesteines an dieser Stelle. Sie sind z. T. recht gut erhalten und erscheinen in allen Verhältnissen als die gleichen wie die oben vom Gestein aus dem Bruche östlich von Kirdorf beschriebenen geringprozentigen Albite. An zwei verschiedenen Feldspäten sind die Abstände der optischen Symmetrieachsen $\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ von den Zwillingsachsen des Karlsbader und Albitgesetzes nach der Fedorow'schen Universalmethode gemessen worden und ergaben folgende Resultate:

Zwillingsachse des Albitgesetzes:	$\mathfrak{a} = 93^0$ $\mathfrak{b} = 75$ $\mathfrak{c} = 16$
Zwillingsachse des Karlsbader Gesetzes:	$\mathfrak{a} = 85$ $\mathfrak{b} = 17$ $\mathfrak{c} = 75$

Die Abweichungen von dem in der Tabelle auf Seite 483 zusammengestellten Werten eines Karlsbader + Albitzwillings vom Steinbruche östlich Kirdorf sind nur ganz gering, sie betragen im Maximum 2^0. Als Achsenwinkel wurden folgende Werte über $\mathfrak{c}$ gefunden: $2V = 80^0, 80^0, 80^0, 83^0$ und als stark abweichender Wert (s. oben Seite 483) 90^0.

Als ein mineralogisch sehr interessantes Vorkommen wurden bei der Durchmusterung der Einsprenglingsalbite dieser Gesteine mit dem FEDOROW'schen Universalmikroskop zwei Zwillinge nach dem noch kaum bekannten Zwillingsgesetze von la Roc Tourné (Zwillingsachse $\perp$ [001] $\parallel$ (010), Verwachsungsebene (010)) gefunden[1]. Es sind beides Albite mit 6 % Anorthitgehalt.

Die gleichen Einsprenglingsalbite fanden sich auch im Gestein des dritten Bruches östlich Kirdorf, allerdings in kümmerlicher Erhaltung. Das Gestein dieses kleinen, südlich von dem im Vorstehenden besprochenen Vorkommen hinter einer Häusergruppe gelegenen Steinbruches ist stark dynamometamorph beeinflußt und hochgradig schiefrig. Auch hier wurde ein geringprozentiger Einsprenglingsalbit festgestellt; als Achsenwinkel wurde in einem günstigen Falle $2V = 79^0$ über $\mathfrak{c}$ gemessen.

2. Hühnerberg.

Ein weiteres Beispiel eines recht gut erhaltenen ehemaligen Eruptivgesteines fand sich am Nordfuße des Hühnerberges (Südwestecke des Blattes Homburg) in einem Steinbruche an der Schneise aufgeschlossen. Neben stärker geschiefertem, mehr grünlichem Material wurde dort von A. LEPPLA auch ein dichtes Gestein von gleicher Färbung und äußerem Habitus wie bei den

[1]) vgl. SCHLOSSMACHER, Zentralblatt f. Min. usw., Jahrg. 1920.

schon oben beschriebenen Proben erhaltener Eruptivgesteine gesammelt. U. d. M. ist die ehemalige Struktur deutlich zu erkennen. Die Grundmassenfeldspäte sind auch hier wieder Albite (Lichtbrechung ≤ Canadabalsam, Maximum der Auslöschung in der symmetrischen Zone 15°). Sie sind, genau so wie es auch bei den übrigen Gesteinen beobachtet wurde, ebenfalls umkränzt von kleinen Eisenerzkörnern, unter denen wieder Magneteisen und Eisenglanz festzustellen ist. Unter den nicht reichlichen blättrigen Gemengteilen scheint der Sericit vorzuwiegen. Epidot ist in größeren und kleineren Körnern und Prismen und auch in Gruppen solcher überall vorhanden, doch findet er sich fast nirgends innerhalb des Grundmassenfeldspates. An manchen Stellen der Präparate wird die Eruptivgesteinsstruktur durch die metamorphe allotriomorphkörnige Struktur ersetzt, dabei läßt sich auch neben dem Feldspat die Beteiligung von Quarz in Körnern beobachten. An solchen Stellen treten auch größere Sericitblättchen etwas reichlicher auf. Das Erz tritt vorzugsweise streifenförmig, in Lagen angereichert auf, in diesen Lagen ist Epidot ebenfalls beträchtlich reichlicher zu finden; diese Lagen, die offenbar parallel einer Schieferungsrichtung verlaufen, machen durchaus den Eindruck metamorpher Anhäufung dieser Mineralien. Von Einsprenglingen wurde nur ein etwas größerer unverzwillingter und unregelmäßig begrenzter Feldspatschnitt beobachtet. Auf dem FEDOROW'schen Universalmikroskop wurde ein Achsenwinkel von etwa 90° gemessen, so daß Kalifeldspäte wohl ausgeschlossen sind, auch hier dürfte wohl ein Albit vorliegen; der Erhaltungszustand ist nicht sehr frisch, Sericitblättchen und Epidotkörnerhäufchen sind in ziemlicher Menge eingestreut. — Einzelne Grundmassenfeldspäte ragen aus der übrigen Grundmasse etwas durch ihre Größe heraus, können aber noch nicht als Einsprenglinge gelten.

3. Höllenstein.

Ein weniger gut erhaltenes Eruptivgesteinsmaterial findet sich in einzelnen kleinen Lagen und Schmitzen zwischen schiefrigen Ausbildungsformen in den Felsen unterhalb der Gartenmauer des

Hauses Höllensteinweg Nr. 20, südöstlich von Kirdorf, an dem von Zahl 170,8 nach dem K des Wortes Kirdorf der Karte führenden Wege, ungefähr an der Stelle, die am östlichen Rande der Talsohle auf der Höhe des Wortes Höllenstein der Karte liegt. Neben grünen Schiefern stehen dort Felsen an, in denen lagenweise grünes und dunkelviolettes Material abwechselt. Dieses dunkle Material erinnert wieder ganz an die Proben mit Eruptivgesteinscharakter von anderen Stellen. Ein Dünnschliff aus diesen Zonen zeigt, daß es sich um einen lagenweisen Wechsel von noch einigermaßen erhaltenem Eruptivmaterial und chloritischen Quarzalbitschiefern, als dessen dynamometamorphen Äquivalenten, handelt. Das Bild der eruptivgesteinsähnlichen Stellen ist genau das gleiche wie es hier schon mehrfach beschrieben wurde: eine divergente Feldspatgrundmasse mit umrahmenden Eisenerzen. Neben solchen ganz normalen Ausbildungsformen wurden vereinzelt auch etwas abweichend aufgebaute Partieen beobachtet, in denen sich ebenfalls die divergenten Grundmassenfeldspäte wiedererkennen ließen, die aber hier ausschließlich von Chlorit umrahmt waren. Dabei fand sich der Chlorit auch innerhalb der Feldspäte in beträchtlicher Menge, so daß das Bild der Feldspatgrundmasse hier nicht ganz so deutlich hervortritt; Eisenerz ist nur spärlich vorhanden. An solche Partieen schließt sich gewöhnlich in ganz allmählichem Übergang die für die Quarzalbitschiefer charakteristische körnige Grundmasse an.

Chemische Verhältnisse der Natronkeratophyre.

Zur Ermittlung der chemischen Verhältnisse dieser Natronkeratophyre wurde das am wenigsten metamorphe Gestein von der Hecke südlich des großen Steinbruches östlich von Kirdorf ausgewählt und von ihm im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt eine chemische Analyse durch Herren Dr. Eyme ausgeführt. Das Resultat dieser Analyse war folgendes:

	Gew.-Proz.	Mol.-Proz.	Osann'sche Verhältniszahlen
SiO_2	55,05	63,13	S : Al : F
TiO_2	1,02		21 : 4 : 5

Al_2O_3	17,96	11,95	
Fe_2O_3	6,71		Al : C : Alk
FeO	2,54	8,09	16 : 2,5 : 11,5
CaO	1,56	1,89	
MgO	3,58	6,06	
K_2O	0,78	0,56	
Na_2O	7,60	8,32	
H_2O	2,72		
SO_3	—		
S	0,05		
P_2O_5	0,34		
Summe	99,91.		

Für die Diskussion dieser Analyse gilt dasselbe wie oben bei der Analyse vom Rabenstein Gesagte. Betrachtet man nach diesem Vorbehalte die OSANN'schen Verhältniszahlen, so sieht man im SAlF-Verhältnis eine Gleichmäßigkeit mit Andesiten, Trachydoleriten, Monzoniten und Trachyten, im AlCAlk-Verhältnis ist die geringe Zahl für C und die hohe Zahl für Alk im Vergleich zu den Gesteinen mit gleichem SAl auffallend, so daß die Zahlen ganz oder sogar übertrieben den Charakter von Alkaligesteinen zeigen. Wie weit die Analysenzahlen denen des ehemaligen Eruptivgesteines noch entsprechen, läßt sich von hier aus noch nicht beurteilen, doch ist nach dem Mineralbestand des primären Gesteines, von dem sich die Analyse nicht allzu weit entfernen dürfte, die Bezeichnung als Natronkeratophyre am angezeigtesten.

b) Dynamometamorphe Facies der Natronkeratophyre.

Während die im Vorhergehenden beschriebenen wenig oder kaum metamorphen Gesteine überaus spärlich vorhanden sind, bilden die bei der Dynamometamorphose daraus hervorgegangenen schiefrigen Äquivalente bei weitem die Hauptmasse der in den Aufschlüssen zutage tretenden Gesteine. In den drei Steinbrüchen — östlich von Kirdorf; südlich an der Landstraße am Nordostausgang von Kirdorf; südlich dieses Vorkommens hinter einer

Häusergruppe — treten in der Hauptsache nur die geschieferten Formen auf, während nur ganz schmale Lagen in ihnen das noch einigermaßen eruptivgesteinsähnliche Material zeigen. Dort ist die beste Gelegenheit, die Beziehungen zwischen beiden Gesteinsausbildungen zu studieren. Dafür, daß beide genetisch eng zusammengehören und daß die Schiefergesteine nichts anderes sind als die dynamometamorphen Äquivalente der Eruptivgesteine, gibt es hinreichend sichere Anzeichen genug. Schon makroskopisch läßt sich dies durch den engsten Verband beider im geologischen Auftreten und durch den im Handstück schon zu beobachtenden Übergang durch allmähliche Aufnahme der Schiefrigkeit feststellen. Mikroskopisch lassen sich solche Übergänge noch besser studieren, und das Mikroskop zeigt vor allem in den Eruptivgesteinsrelikten (Feldspateinsprenglinge, Reste von Grundmassenstruktur) auch in den geschiefertsten Typen deren Herkunft zweifelsfrei an. Sowohl östlich Kirdorf als auch bei den anderen im folgenden beschriebenen Vorkommen läßt die Kombination aller unter dem Mikroskope zu beobachtender sowohl primärer Reliktmerkmale als auch sekundärer metamorpher Neubildungserscheinungen den Schluß zu, daß es sich überall um das gleiche Ausgangsmaterial handelt, daß also das oben geschilderte Gestein allen Schiefern zugrunde gelegen hat. Bei dieser Umbildung durch die Dynamometamorphose sind nun die neugebildeten Gesteine durchaus nicht einheitlich überall in der gleichen Weise ausgebildet worden, sondern es läßt sich ein recht bunter Wechsel, äußerlich wenig, im mikroskopischen Bilde aber doch recht verschiedener Gesteine feststellen. Die Einteilung dieser verschiedenen Neubildungsformen ergibt sich aus dem Mineralbestand der metamorphen Grundmasse, der sich, außer dem überall zugrunde liegenden Quarzfeldspat-Grundgewebe und Eisenerzen aus Epidot, Chlorit, Sericit und Hornblende zusammensetzt. Die Quarzfeldspatgrundmasse, wie sie schon oben von den mehr geschieferten Typen am Rabenstein geschildert wurde, ist bis auf kleine Unterschiede in der Korngröße überall die gleiche. Eine Unterscheidung nach dem Mengenverhältnis von Quarz und Feldspat ist bei der Un-

möglichkeit, dieses feine Körneraggregat aufzulösen, ausgeschlossen. Eisenerze (Magneteisen und Eisenglanz) und ihre Verwitterungsprodukte kommen überall in gleicher Weise vor, als Einteilungsprinzip erwiesen sie sich ebenfalls ungeeignet. Dagegen treten die übrigen genannten Mineralien: Epidot, Chlorit, Sericit und Hornblende in verschiedenen ziemlich konstanten Kombinationen auf, so daß danach eine Einteilung in folgende Gruppen möglich wird:

a) epidotführende sericitische Quarzalbitschiefer,
b) rein sericitische Quarzalbitschiefer,
c) epidotführende chloritische Quarzalbitschiefer,
d) rein chloritische Quarzalbitschiefer,
e) hornblendehaltige, epidotführende sericitische Quarzalbitschiefer,
f) hornblendehaltige, epidotführende sericitische + chloritische Quarzalbitschiefer.

1. Östlich Kirdorf.

Epidotführende sericitische Quarzalbitschiefer.

In der weitaus größten Verbreitung treten östlich Kirdorf epidotführende sericitische Schiefer auf, sie bilden die Hauptmasse des Gesteines in dem großen Steinbruche östlich von Kirdorf und bilden in fast gleicher Ausbildung die gesamte Gesteinsmasse in den beiden am Nordostausgang von Kirdorf gelegenen Brüchen. Dieses Hauptgestein des Bruches östlich von Kirdorf ist ganz ausgesprochen schiefrig, neben recht dickschiefrigen Platten findet man Stücke von allerfeinster Blättrigkeit. Die Farbe ist ein schmutziges Gelblichgrau, mitunter mit dünnen, etwa linsengroßen schwarzen Flatschen. Auf dem Querbruche bemerkt man stellenweise kleine weiße erdige Pünktchen, die verwitternden Feldspateinsprenglingen zuzuschreiben sind. U. d. M. läßt sich die Grundmasse erst bei stärkeren Vergrößerungen einigermaßen auflösen. Gewissermaßen als Grundlage, in der die übrigen Gemengteile eingestreut sind, erkennt man wieder das feinkörnige metamorphe

Quarzfeldspatgrundgewebe, von dem sich aber leider weder sagen läßt, daß darin Quarz und Feldspat ist, noch in welchem Mengenverhältnis beide stehen. Während es bei vielen Sericitgneisen und auch stellenweise bei dem Gestein vom Rabenstein möglich war, durch die Beobachtung der Becke'schen Linie Quarz und Feldspat gegen einander abzugrenzen, ist dies hier wegen der Feinkörnigkeit und dichten Einstreuung der übrigen Gemengteile nicht mehr möglich; auch am Präparatrande läßt sich zum Vergleich der Lichtbrechung mit der des Canadabalsams nichts ausrichten. Die Doppelbrechung ist durch die vielfache Übereinanderlagerung der Körner ganz schwach, eine sichere Auslöschung natürlich überhaupt nicht mehr zu erkennen; beim Drehen des Objekttisches tritt nur eine schattenhaft verschwimmende Änderung der Helligkeit auf. Diese Quarzfeldspatgrundmasse ist in regelloser Weise ganz erfüllt mit Epidot in kleinen und kleinsten Körnchen, deren Durchschnittsgröße 0,005 mm ist. An vereinzelten größeren Körnern und vor allem solchen mit prismatischem Habitus ließ sich die Epidotnatur genauer bestimmen. Ebenso reichlich enthält die Grundmasse Sericitblättchen von sehr feinen Dimensionen (Durchschnitt: 0,001—0,002 mm Dicke bei 0,006 bis 0,008 mm Länge). Einzelne größere Blättchen und Zusammenhäufungen solcher lassen die Eigenschaften des Sericits bestimmen. Seine Einordnung in die Grundmasse ist fast durchweg deutlich an die Schieferungsrichtung gebunden, parallel zu dieser Schieferungsrichtung verlaufen auch einzelne größere lagenförmige Zusammenhäufungen von Sericit. Bei einem Präparat von einem Handstück von der linken Seite der Mittelwand des Bruches (makroskopisch noch Spur von Eruptivgesteinscharakter) scheint neben dem feinblättrigen Sericit- auch noch etwas Chlorit in der Grundmasse vorhanden zu sein. Bei gewöhnlichem Licht stellt man nämlich in diesem Präparat eine große Menge blaßgrünlicher blättriger Gemengteile in der Grundmasse fest, bei gekreuzten Nikols tritt aber eine deutlich geringere Menge mit den für Sericit ausschlaggebenden höheren Interferenzfarben hervor. Ein Teil der Blättchen ist also so gut wie isotrop und dem Chlorit

zuzuschreiben. Von Eisenerzen ist verhältnismäßig wenig vorhanden; ganz vereinzelt trifft man Körner an, die als Magneteisen gelten können, Eisenglanzblättchen sind ebenfalls vorhanden. Sehr häufig sind die Mengenverhältnisse des Eisenerzes lagenweise verschieden, so daß man eisenerzreichere und eisenerzärmere Lagen unterscheiden kann; diese Lagen laufen stets parallel der Schieferungsrichtung. Als einen weiteren, überall in größerer oder kleinerer Menge auftretenden Bestandteil von zweifellos metamorpher Herkunft findet man unregelmäßig begrenzte größere und kleinere Flatschen von einer gelblichgrauen Färbung, die auch bei den stärksten Vergrößerungen und Immersionssystemen sich in nichts weiter als ein dichtes Aggregat feinster unbestimmbarer Körnchen auflösen lassen. Der Gesamteindruck zeigt beträchtlich hohe Lichtbrechung und Aggregatpolarisation durch stark doppeltbrechende Substanzen. Fast regelmäßig sind solche Flatschen am äußeren Rande dicht besetzt von Epidotkryställchen, die ganz den Charakter der beschriebenen Grundmassenepidote tragen und nur durch beträchtlichere Größe stellenweise sich unterscheiden. Ein Teil dieser Flatschen läßt durch die Form seines Auftretens und die Gemengteile, mit denen sie in solchen Fällen vergesellschaftet sind, auf die Ersetzung ehemaliger femischer Gemengteile schließen. Vereinzelte lang- oder kurzprismatisch begrenzte Räume, die mit solchen stets epidotumkränzten Flatschen, hauptsächlich zusammen mit Chlorit, ausgefüllt sind, deuten auf ehemalige prismatische Mineralien hin, und verraten häufig durch einen parallel zur Prismenachse verlaufenden streifigen Wechsel der Ausfüllungsmaterialien eine fühere prismatische Spaltbarkeit. Auch als basale Schnitte zu deutende Bilder sind zu finden, geben aber keinen sicheren Anhalt über die Natur der ehemaligen Mineralien. Meist ist jedoch die flatschenartige Masse und der sie begleitende Chlorit derartig in die Grundmasse hinein verfließend, daß sich überhaupt keine morphologischen Verhältnisse, weder primärer noch sekundärer Natur, daraus ableiten lassen. Als Begleitmaterialien dieser Flatschen, da wo sie in Pseudomorphosen nach primären Bestandteilen auftreten, ist neben dem schon als Hauptanteil erwähnten Chlorit

und etwas Sericit noch gelegentlich Quarz in Körnern, ferner Albit in klaren und scharfen, kleinen, tafelförmigen Krystallen und ziemlich häufig Epidot in größeren Krystallen zu beobachten. Als ein Mineral von vielleicht primärer Herkunft ist nicht selten an solchen Stellen Apatit festzustellen, der in kleinen Prismen (Beispiel: 0,09 mm Länge, 0,02 mm Dicke) auftritt. Seine Anwesenheit an oder in solchen vermutlichen Pseudomorphosen nach früheren femischen Gemengteilen erinnert an das häufige Zusammenvorkommen des Apatites in und mit femischen Einsprenglingen normaler Eruptivgesteine (Alkaligesteine!).

Daß ein gewisser Teil dieser flatschenförmigen Mineralanhäufungen, in denen kleinste Epidotkörnchen, vielleicht auch noch Carbonate, Glimmer und Chlorite zusammengehäuft sein mögen, auch an anderen, durch femische Gemengteile nicht prädestinierten Stellen aufzutreten scheint, wurde schon erwähnt. Die Gruppen sind dort in ihrem inneren Bilde und den Epidotkränzen dieselben, sie sind aber kleiner, immer einzeln auftretend und ohne die Begleitung durch die übrigen Mineralien. In nicht seltenen Fällen sind sie in der Schieferungsrichtung deutlich gestreckt. Es liegt also hier offenbar eine unabhängig metamorphe Neubildung solcher Gruppen vor. Als eine dritte Art des Auftretens der Flatschen mit den Epidotkränzen ist schließlich ihr Auftreten in den Feldspateinsprenglingen zu erwähnen. Auch dort finden sie sich ohne Begleitmineralien, sie sind teils regellos eingelagert, teils folgen sie auch in irgend einer Weise der randlichen Umgrenzung der Feldspatschnitte. Als ein weiteres Mineral dieser epidotführenden, sericitischen Schiefer, dessen Natur aber nicht mit Sicherheit beschrieben werden konnte, sind rundlich oder schwach oval bgrenzte, farblose, klare, völlig isotrop erscheinende Schnitte von hoher Lichtbrechung zu erwähnen, die einen Durchmesser von etwa 0,02 bis 0,03 mm zeigen. Sie sind überall in gleicher Weise, aber spärlich, vorhanden, bisweilen von einigen unregelmäßigen, krummlinigen Sprüngen durchzogen; es läßt sich ein metamorpher Ursprung vermuten, da in einem solchen Falle ein solches Korn in einem der oben beschriebenen Flatschenstreifen innerhalb eines

Feldspateinsprenglings gefunden wurde. Eine Entscheidung, welches Mineral vorliegen mag, ist schwer zu fällen; am nächstliegenden ist noch die Deutung als Zoisit. Die auch in den geschieferten Typen als Relikte auftretenden Feldspateinsprenglinge sind oben bei der Besprechung der Merkmale der ehemaligen Eruptivgesteine schon erörtert worden und brauchen daher hier im Kapitel der Metamorphose nicht mehr behandelt zu werden.

In den beiden anderen Steinbrüchen am NO-Ausgang von Kirdorf tritt im wesentlichen dasselbe Material wie das oben besprochene aus dem Bruche östlich von Kirdorf auf. In allen Stücken beobachtet man, bald mehr, bald weniger feinkörnig, die Quarzfeldspatgrundmasse mit der gleichen Mineralneubildung. Je mehr das Gestein im Handstücke schon den Eindruck der Schiefrigkeit hervorruft, desto mehr bemerkt man auch im mikroskopischen Bilde das Überhandnehmen der metamorphen Bestandteile, in erster Linie des die Schieferung tragenden Sericites. Er wird immer reichlicher und großblättriger, ordnet sich immer mehr zu geschlossenen Zügen an und verdeckt schließlich den größten Teil der übrigen Bestandteile. Auch die Einsprenglingsfeldspäte gehen in solchen geschieferten Typen immer mehr verloren und verlaufen sich immer mehr in parallel der Schieferungsrichtung langgezogene Anhäufungen von metamorphen Neubildungsmineralien. Als etwas besonderes wäre nur die im Material von der linken Seite des nördlicheren der beiden Brüche auffallende Art der Erfüllung von Feldspateinsprenglingen durch die stark licht- und doppeltbrechenden flatschenartigen Körneraggregate zu erwähnen. Meist erscheint hier in den Albiten ein schmaler randlicher Saum, oder es folgt ein solcher Saum in meist geringerem Abstande den äußeren Begrenzungslinien des Feldspates, nach außen einen schmalen, unerfüllten Feldspatstreifen übrig lassend. Mitunter treten auch im Innern der Feldspatschnitte mit den randlichen Begrenzungslinien genau parallel begrenzte Massen dieser Art auf, so daß in solchen Fällen der Rand einschlußfrei erscheint, während das Innere erfüllt ist. Möglicherweise handelt es sich in allen diesen Fällen um die Reproduktion einer ehemaligen Zonarstruktur.

Die charakteristischen Epidotkränze um die flatschenförmigen Anhäufungen sind auch hier überall vorhanden. In einem Falle wurde innerhalb eines solchen Streifens, dessen ganze Breite ausfüllend, ein Korn des stark lichtbrechenden isotropen, als Zoisit vermuteten Minerales gefunden.

Rein sericitische Quarzalbitschiefer.

Neben diesen epidotführenden sericitischen Schiefern wurden in vereinzelten Stücken im Bruche östlich Kirdorf auch rein sericitische Schiefer ohne jede Beimengung von Epidot oder anderen metamorphen Gemengteilen gefunden. Auch bei ihnen läßt sich der Zusammenhang mit dem gleichen ehemaligen Eruptivgestein an Handstücken unmittelbar beobachten. U. d. M. bemerkt man bei solchem auch im Handstück schon sericitisch-grünen Material neben der Quarzfeldspatgrundmasse nur Sericit und zwar in großer Menge. Die Feldspateinsprenglinge sind genau die gleichen wie die beim ursprünglichen Eruptivgestein geschilderten Albite, von Zersetzung ist noch nicht viel zu bemerken; sie sind, abgesehen von einer geringen Erfüllung mit Sericit, frisch und klar. In zwei vereinzelten Fällen wurde auch ein durch Albit scheckiger Orthoklas beobachtet. Das Auftreten des Eisenerzes ist ganz das gleiche wie bei den übrigen Gesteinen desselben Bruches, vielleicht ist es nicht ganz so reichlich vorhanden. Bei diesen spärlich zu beobachtenden rein sericitischen Schiefern, die aber nach ihrem Auftreten in engstem Zusammenhang sowohl mit den als ursprüngliches Eruptivmaterial zu betrachtenden Gesteinen als auch mit den epidotführenden sericitischen Schiefern stehen, handelt es sich wohl nur um eine lagenweise Differenzierung bei der Metamorphose, eine Erscheinung, die in noch viel bunterem Wechsel anderweitig ebenfalls zu beobachten ist.

2. Höllenstein.

Epidotführende chloritische Quarzalbitschiefer.

An dem auf der Karte unterhalb Kirdorf als Höllenstein bezeichneten Punkte ist von anstehendem Gestein nichts mehr vorhanden, durch die Bautätigkeit ist dort alles verschwunden.

Aus der früheren Zeit standen mir drei Präparate mit der Etikettierung »Höllenstein« aus der Sammlung W. SCHAUF und dem Material der Geologischen Landesanstalt zur Verfügung, die alle drei das gleiche Bild zeigen. U. d. M. findet man nichts mehr von Relikten irgendwelcher Art des ehemaligen Eruptivgesteines, es sind weder Einsprenglinge, noch Pseudomorphosen, noch femische Gemengteile, noch auch irgend welche Reste der Grundmassenstruktur erhalten. Man erkennt ein metamorphes Quarzfeldspatgrundgewebe von der geschilderten Art, das von etwas gröberer Struktur ist und das bei Anwendung von Immersion einiges über seinen Aufbau feststellen läßt. An vielen Stellen bemerkt man in den stellenweise recht großen unregelmäßig begrenzten Körnern mehr oder weniger deutlich eine zwei- oder mehrfache Zwillingslamellierung und an Grenzen gegen Canadabalsam läßt sich feststellen, daß diese zwillingslamellierten Feldspäte gleiche oder wenig geringere Lichtbrechung wie Canadabalsam haben; es liegt also wohl ein Albit vor. Von solchen sicheren Feldspatpartieen ausgehend wurde dann nach Quarz gesucht, es gelang aber nur selten, solche Grenzen, die dem Lichtbrechungsunterschied zwischen Albit und Quarz entsprochen hätten, aufzufinden; aus diesen Verhältnissen muß also wohl geschlossen werden, daß Albit in der Hauptsache hier das Grundgewebe aufbaut. Der Chlorit ist ausgesprochen parallel der Schieferungsfläche in überreicher Menge eingestreut und häuft sich stellenweise zu Chloritlagen zusammen. Vereinzelte Sericitblättchen lassen sich gleichfalls beobachten. Der Epidot tritt in isolierten Körnchen und kleinen Prismen in nicht sehr großer Menge auf. Häufig sind die epidotumkränzten, gelblichen, stark lichtbrechenden feinstkörnigen Flatschen, die sich auch hier nicht weiter auflösen lassen. Sie treten ausschließlich in der Grundmasseneinlagerungsform auf, die oben als zweiter Typus geschildert wurde. Titanomagnetitkörner mit Leukoxenrand sind weiterhin zu beobachten.

Rein chloritische Quarzalbitschiefer.

Fast rein chloritische Schiefer kommen in dem Gestein der Klippen unterhalb der Gartenmauer des Hauses Höllensteinweg 20

vor, sie wurden dort in engstem Verbande mit den oben Seite 489 erwähnten Proben ehemaliger Eruptivgesteine beobachtet. In solchen gemischten Felsen treten neben den dunkel gefärbten eruptivgesteinsähnlichen Lagen ebenso schmale grünliche Zonen auf, in denen sich rein chloritische Schiefer finden. Ihre Quarzalbitgrundmasse führt anscheinend in der Hauptsache Albit, als blättriger Gemengteil tritt fast nur Chlorit auf, der in größeren und kleineren Blättchen und Zusammenscharungen solcher parallel der Schieferungsrichtung eingelagert ist. Der Pleochroismus ist deutlich von einem ziemlich dunklen Grün zu Blaßgelb. Neben dem Chlorit tritt in bemerkenswerter Menge nur Eisenerz, hauptsächlich in Form von überall zerstreuten, kleinsten Eisenglanztäfelchen, auf. Sericit ist nur spärlich vorhanden, er hat für den Vektor im Blättchen eine deutlich wachsgelbe Farbe gegenüber dem Chlorit. Epidot ist in kleinsten Körnchen ganz selten vorhanden. Mit dem Chlorit ist gelegentlich anscheinend durch Übergänge oder engste Verwachsung eng verbunden ein gelblicher, biotitartiger Glimmer, wie er vom Verfasser schon l. c. S. 399 aus dem Sericitgneis von Mammolshain beschrieben wurde und wie er anderswo in geschieferten Eruptivgesteinen nicht selten in Begleitung des Chlorits auftritt.

Hornblendehaltige, epidotführende, chloritische + sericitische Quarzalbitschiefer.

Neben den bereits beschriebenen Mischfelsen am Höllensteinweg 20 stehen dort Gesteine von rein grüner Farbe und ziemlich deutlicher Schiefrigkeit an, die unter dem Mikroskop eine sehr feinkörnige und ausgesprochen schiefrige Beschaffenheit zeigen. Von ehemaligen Eruptivgesteinscharakteren ist nichts mehr zu erkennen, höchstens lassen sich vereinzelte langgezogene, etwas abweichend von der Umgebung ausgefüllte Räume als die Spuren ehemaliger Einsprenglinge vermuten. Nur in einem Falle war noch eine deutliche Form eines ehemaligen Einsprenglings, ausgefüllt mit Quarz und Chlorit, zu bemerken. Die übrige dichte und sehr feinkörnige Grundmasse läßt sich nur bei stärksten Vergrößerungen, am besten mit Immersion, studieren. Auf diese

Weise gelingt es, als Grundgewebe wieder das allotriomorph körnige Quarzfeldspatgewebe festzustellen, das aber von den übrigen Gemengteilen sehr stark überwuchert wird. Diese übrigen Gemengteile sind in erster Linie Chlorit + Sericit, dann Epidot und eine langfaserige blaßgrünliche Hornblende. Sericit und Chlorit (Pennin) sind ausgesprochen der Schieferungsrichtung untergeordnet, der Chlorit läßt sich durch die etwas plumperen Formen seiner Blättchen nach einiger Gewohnheit auch ohne Zuhilfenahme der Doppelbrechung von dem mehr feinblättrigen Sericit unterscheiden. Der Epidot ist nach der Höhe der Doppelbrechung und gelblichen Farbe auch der kleinsten Körnchen ein Eisenepidot, er ist in vereinzelten Körnern überall zerstreut, etwas größere Individuen bilden gewöhnlich Gruppen und strahlige Verwachsungen. Auch hier treten wieder, nur in kleineren Dimensionen, die oben erwähnten mit Epidotkränzen umsäumten Flatschen auf, der Typus ihres Vorkommens ist der von einzelnen Anhäufungen in der Grundmasse. Die Hornblende bildet äußerst feine, bisweilen etwas faserig erscheinende strahlige Prismen, die in allen Richtungen, meist ganz ohne Beziehung zur Schieferung, die Grundmasse durchziehen. Die Dicke der Prismen beträgt meist nur wenige μ, während die Länge sehr stattlich und stark wechselnd ist. Es dürfte sich wohl um eine aktinolithische Hornblende handeln. Erze treten spärlich auf, die Formen lassen auf Magneteisen und etwas Titaneisen schließen, auch etwas Eisenglanz war zu beobachten. Nicht selten sind die Eisenerzstellen umgeben oder benachbart von wolkig trüben Höfen von Leukoxen. Solche Leukoxenparticen sind, vor allem beim Studium mit Immersion, deutlich verschieden von den epidotumkränzten Flatschen, die nie trübe sind, sondern immer mit klarer gelber Färbung auftreten und bei Immersion stets ihren Aufbau aus kleinsten Körnern usw. noch deutlich erkennen lassen. Doch läßt sich beobachten, daß um einzelne Erzkörnchen echter Leukoxen und diese gelblichen Flatschen zusammen auftreten, in der Weise, daß die engere Umgebung des Erzes wolkig trübe erscheint und daß dieser wolkig getrübte Hof ohne scharfe Grenze übergeht in die andere Substanz, die dann in weiterem

Umkreise Erzkorn + Leukoxenhof umgibt; zuäußerst folgt dann gewöhnlich noch ein Saum von größeren Epidotkörnern und -krystallen.

3. Hühnerberg.

Epidotführende chloritische Quarzalbitschiefer.

Auch am Hühnerberge treten, ebenso wie die kaum metamorphen Eruptivgesteine, deren dynamometamorphe Äquivalente in ähnlicher Weise auf. Vorzugsweise wurden epidotführende Quarzalbitschiefer beobachtet. Ihre Ausbildungsform ist von dem geschilderten Höllensteintypus beträchtlich verschieden, doch ist der Mineralbestand in den Hauptkomponenten derselbe. Ein Präparat aus der Sammlung W. Schauf, bezeichnet mit »Hühnerberg Nr. 30. 15. R. 8.«, zeigt ein recht grobkörnig ausgebildetes Quarzfeldspatgrundgewebe, dessen Durchschnittskorngröße 0,02 mm ist, natürlich sind größere und kleinere Körner ebenfalls reichlich vorhanden. Hier läßt sich, infolge der größeren Dimensionen, Quarz und Feldspat mit Hilfe der Lichtbrechung gut unterscheiden und es läßt sich das überwiegende Vorhandensein von Feldspat feststellen. Einzelne Feldspatindividuen treten durch überragende Größe aus der Grundmasse hervor, ohne jedoch den Eindruck von Einsprenglingen zu machen. Es sind Albite, die wohl nach der Art des Auftretens und dem klaren Aussehen als metamorphe Bildungen gelten müssen und bezüglich ihrer Bildung sich in nichts als durch die etwas größere Ausbildung von dem Grundgewebefeldspat unterscheiden. In diesem Grundgewebe ist, lagenweise wechselnd, bald spärlicher, bald reichlicher, Chlorit in kleinen Mengen eingestreut; Sericit findet sich kaum. Epidot tritt in den chloritärmeren Partien spärlich auf; in den chloritischen Lagen ist er ebenso wie dieser stark angehäuft. Seine Individuen, meist Prismen, sind hier ebenfalls von etwas größeren Dimensionen wie gewöhnlich; als Durchschnittsbeispiel möge ein Prisma von 0,03 mm Breite und 0,08 mm Länge gelten. Meist sind seine Körner und Prismen nicht klar, sondern erscheinen schmutzig getrübt. Bei Anwendung von Immersion macht es den Eindruck, als ob die Trübung durch unregelmäßige Sprünge und Einlagerungen, die

sich nicht weiter bestimmen lassen, hervorgerufen sei. Knäuel- und Gruppenbildungen sind nicht selten zu beobachten. Außer diesem deutlich bestimmbaren Epidot sind noch kleine Anhäufungen sehr feiner Körnchen, die ich nach Aussehen, Lichtbrechung und Farbe ebenfalls für Epidot halten möchte, zu beobachten. Erz ist so gut wie nicht vorhanden.

Eine von diesem Typus beträchtlich abweichende Ausbildungsform der epidotführenden chloritischen Schiefer zeigt ein von A. Leppla am Nordfuß des Hühnerberges im Steinbruch an der Schneise gesammeltes Handstück, das dort zusammen mit dem oben S. 488 ff. geschilderten, noch recht gut erhaltenen Eruptivgestein vorkommt. Das Gestein ist dicht, etwas Schiefrigkeit verratend, und von schmutzig-graugrüner Farbe. Der Querbruch erscheint nach verschiedenen Richtungen etwas verschieden in der Weise, daß man bald glatte und dichte, schwach schiefrige, bald unebene, eine feine Fältelung zeigende Bruchflächen erhält. Beim Studium des mikroskopischen Bildes findet diese Verschiedenheit ihre einfache Erklärung durch eine feine Faltung im Gestein, deren Züge in der Schieferungsfläche untereinander parallel angeordnet sind. Bei ganz schwacher Vergrößerung erhält man, in Schnitten parallel der letzteren Richtung, den Eindruck einer flachgewellten Textur, mit einer feinsten Fältelung der Wellenzüge im einzelnen. Dunklere Schnüre zwischen helleren Lagen machen diese Anordnung deutlich sichtbar. Einsprenglingsartig treten im Durchschnitt etwa 0,3 mm große, unregelmäßig begrenzte, schmutzig-gelbe Partien von Epidot auf, die entweder feinkörnig mit Aggregatpolarisation oder strahlig gebaut sind. Die Struktur der Grundmasse ist außerordentlich feinkörnig, sie besteht aus einem unregelmäßig körnigen Quarzfeldspatgewebe, von durchschnittlich 0,0075 mm Korngröße. Darin eingestreut sind kleine Epidotkörner und Prismen (0,004 : 0,008 mm), die nicht selten knäuelförmige Verwachsungen und unregelmäßige Gruppierungen bilden. Kleine Anhäufungen (etwa von der Größe der Einzelepidote) feinster Körnchen, mit starker Licht- und Doppelbrechung, die sich auch bei Anwendung von Immersion

nicht weiter auflösen lassen, mögen ebenfalls aus Epidot bestehen. Der Chlorit (und neben ihm etwas Sericit) tritt in sehr kleinen Blättchen (0,003 : 0,01 mm im Durchschnitt) reichlich auf, besonders reichert er sich, mit dem Epidot zusammen, in den dunkleren Lagen, und dort vor allem in den Faltenbuchten, an. Bei Anwendung von Immersion gelingt es, Chlorit und Sericit auch bei gewöhnlichem Lichte auseinander zu halten; neben einem Unterschied in der Färbung und etwas stärkerer Größe des Chlorites ist auch ein Gegensatz in der Form bemerkbar, indem die Chloritblättchen, wie schon oben einmal bemerkt, plumperer und gedrungener erscheinen und oft eine schwache Wölbung der Längskanten der Schnitte zeigen; die Sericitblättchen sind im allgemeinen etwas größer als die des Chlorits. Die dunkleren Schnüre bestehen aus lagenförmigen Anhäufungen der Epidote, und vor allem der blättrigen Gemengteile, auch mischt sich ein weiter nicht bestimmbares erdiges (Braun?) Eisenerz dazwischen. In diesen dunkleren Lagen tritt auch der Chlorit bisweilen in größeren, pararallel der Schieferungsrichtung angeordneten Flatschen auf, an solchen Stellen zeigt er durch die größeren Dimensionen seiner Blättchen deutlichen Pleochroismus von lebhaft-grün (mit Stich ins Blaue) zu blaß-gelb und außerdem anormale Interferenzfarben (Pennin); auch der Sericit liegt in solchen Anhäufungen in größeren Blättchen vor. Stellenweise treten im Präparat größere und kleinere Flecke von Kalkspat auf, es sind gewöhnlich zusammengehäufte, größere, unregelmäßig begrenzte Körner, unter die stellenweise auch einige Quarzkörner gemengt sind. Die einsprenglingsartigen großen Epidote sind in ihrer Lage meist an die dunklen Lagen gebunden, die sich beiderseitig an sie ansetzen und sie auch bisweilen mantelförmig umhüllen. Die oft recht lang prismatischen Individuen dieser porphyroblastischen Epidotknoten sind meist nach Art von sonnenförmigem Auftreten strahlig angeordnet, der Ausgangspunkt der Strahlenbüschel liegt dabei auf der Peripherie. In den körnig erfüllten Räumen sind die Einzelkörner von viel geringeren Dimensionen.

Hornblendehaltige, epidotführende, sericitische Quarzalbitschiefer.

Ein von A. Leppla 1 km westlich Hühnerberg gesammeltes graugrünes, wenig schiefriges, dichtes Gestein zeigt im mikroskopischen Präparate eine ganz außerordentlich feine körnige und dichte Struktur, es ist ein sehr sericitreicher Schiefer mit wenig Epidotkörnchen, der in nicht unbeträchtlicher Menge eine dünne Hornblende vom Pleochroismus blaßgelblich bis farblos : grün : blaugrün führt.

Druckfertig abgeschlossen am 23. Dezember 1919.
Druck verfügt am 31. Juli 1920.

Über Änderungen im Kalkgehalt des Oberen Geschiebemergels in vertikaler Richtung.

Von Herrn **C. Gagel** in Berlin.

Während wir über die Veränderungen und Unterschiede im Kalkgehalt der oberflächlichen Grundmoränenbildungen in ihrer horizontalen Verbreitung durch die zahllosen Analysen in den Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen hinlänglich unterrichtet sind, sind bisher nur sehr mangelhafte Angaben darüber vorhanden, wie sich der Kalkgehalt in den Grundmoränen in vertikaler Richtung ändert. Es besteht ja auch im allgemeinen selten die Möglichkeit, größere Grundmoränenprofile in dieser Beziehung genau zu untersuchen.

Im Laufe der letzten 7 Jahre habe ich mehrfach Gelegenheit gehabt, von tieferen Bohrungen einwandfreie Probenserien aus Geschiebemergel mit meistens geringen Abständen der einzelnen Proben zu untersuchen und von diesen Proben Kalkbestimmungen im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt machen zu lassen.

Es handelte sich allemal um mächtigere Grundmoränen, die von der Oberfläche an durchbohrt wurden, also zunächst und bis zum Beweis des Gegenteils als Obere Grundmoräne der letzten Vereisung aufzufassen sind; sie liegen alle in der nördlichen Mark bezw. Priegnitz und Uckermark in dem Hauptmoränengürtel, in dem die Anhäufung mächtigeren Grundmoränenmaterials nicht weiter auffällig ist.

Bohrung Hardenbeck (Uckermark)

Tiefe		Kalkgehalt
1 —2	m	9,5 %
3 — 4,2	»	9,0 »
4,2 —6	»	10,0 »
8 — 8,6	»	10,9 »
11,4 —13	»	8,8 »
15 —16	»	8,3 »
17 —18	»	9,0 »
20 —21	»	9,9 »

Bohrung Fürstenwerder (Uckermark)

Tiefe		Kalkgehalt
9,5 —25,3	m	12,1 %
29,6 —34,1	»	9,8 »
38,1 —50	»	11,1 »

Passow (Uckermark)

Tiefe		Kalkgehalt
3 — 3,9	m	8,6 %
5 — 6	»	8,9 »
7 — 8,05	»	8,9 »
10 —11	»	8,8 »
13 —14,5	»	9,0 »

Wegguhn (Uckermark)

Tiefe		Kalkgehalt	II. Bestimmung
7,8 —10,7	m	8,8 %	9,4 %
10,7 —13,5	»	8,8 »	8,4 »
19,25—21,0	»	12,2 »	12,5 »
23,1 —26,25	»	12,5 »	12,6 »
28,5 —34,4	»	6,4 »	6,3 »
35,6 —37,45	»	10,0 »	9,5 »

Crewitz (Uckermark)

Tiefe		Kalkgehalt	II. Bestimmung
1,7 — 5,9	m	7,9 %	8,1 %
5,9 — 12,6	»	10,9 »	10,4 »
19,0 —20,7	»	15,9 »	15,7 »
20,7 —26,4	»	16,1 »	16,2 »

Lüdersdorf (Mittelmark, Grafschaft Ruppin)

I. Bohrung			II. Bohrung		
2 — 3	m	10,8%			
5 — 6,1	»	11,9 »			
7 — 8	»	9,9 »			
11,36—12,36	»	11,9 »			
12,36—12,6	»	11,6 »			
12,6 —13,6	»	13,7 »			
15 —16	»	15,7 »	19,7—21	m	10,0 %
20 —21	»	15,8 »	21 —22	»	10,6 »
24 —25	»	21,2 »	22 —24	»	16,0 »
			24,5—25,5	»	20,4 »
27 —28	»	11,8 »	25,5—26,5	»	11,3 »
29 —30	»	17,4 »	31,5—32,6	»	14,1 »

Diese beiden Bohrungen liegen in geringer Entfernung voneinander!

Rittergut Gerdshagen, Ostpriegnitz

Bohrung I		Bohrung II	
Tiefe	Kalkgehalt	Tiefe	Kalkgehalt
1 — 2 m	19,9 %	1— 3 m	15,2 %
3,8— 5 »	15,0 »	3— 5 »	17,1 »
7 — 8 »	15,2 »	5— 6 »	10,7 »
10 —11 »	17,3 »	8— 9 »	18,8 »
14 —15 »	11,8 »	12—13 »	20,5 »
18 —19 »	12,9 »	17—18 »	17,6 »
		21—22 »	11,3 »
		25—26 »	12,0 »
		29—30 »	10,6 »
		33—34 »	15,3 »
		37—38 »	16,5 »

Diese beiden Bohrungen liegen etwa 250 m voneinander entfernt.

Das vorliegende Material ist natürlich noch längst nicht ausreichend, um irgend welche weitergehenden Schlüsse daraus zu ziehen — es scheint so, als ob in etwa 20—30 m Tiefe der Kalkgehalt ganz wesentlich größer wird, als er an der Oberfläche und in größerer Tiefe ist —, da aber fürs erste wenig Aussicht besteht, daß dies Material durch weitere Beobachtungen und Bestimmungen ergänzt und erweitert wird, so möge es zunächst als erster Beitrag zur Kenntnis dieser Fragen ohne weiteren Kommentar veröffentlicht werden. Vielleicht dient es als Anregung für weitere Beobachtungen in dieser Richtung, besonders mit Rücksicht darauf, daß leider schon mehrfach Material, das zur Ergänzung dieser Beobachtungen hätte dienen können, unbenutzt verloren gegangen ist.

Die uckermärkischen Bohrungen liegen ungefähr in der Zone der nördlichen (»großen«) baltischen Endmoräne, die Bohrungen Lüdersdorf etwa in der Zone der südlichen baltischen Endmoräne; die Bohrungen Gerdshagen etwa 2 Meßtischblätter (20 km) westlich der letzteren.

Vielleicht liefern auch später die Analysen vom Material des Kaiser-Wilhelm-Kanals in Schleswig-Holstein weitere Ergänzungen zu diesen Resultaten.

Druckfertig abgeschlossen am 20. April 1920.
Druck verfügt am

Einige Beobachtungen im Diluvium bei Görlitz.

Von Herrn **K. Olbricht** in Breslau.

Im Nordwesten von Görlitz breitet sich eine durchschnittlich 240 m hohe, von der Berliner Eisenbahn in tiefen Durchstichen gequerte Hochfläche aus, deren Bau durch zahlreiche Sandgruben erschlossen ist, zu denen im letzten Herbst noch mehrere hundert Meter lange Anschlüsse kamen, die anläßlich der Fundamentierung der westlich vom Krankenkaus angelegten Einzelhauskolonie angelegt waren.

Der größte Teil des Görlitzer Diluviums besteht aus über 10 m mächtigen, von oben bis etwa 4 m Tiefe eisenschüssig helrostfarben verwitterten und locker verkitteten Sanden mit teilweise eingelagerten Kiesbänken und Linsen von Bänderton. Also typische Vorschüttsande, die, wie auch die Schichtung zeigt, vor einem nördlich stehenden Eisrande aufgeschüttet wurden. An einer Stelle fand ich in diesen Sanden, deren reicher Gehalt von Quarzen wohl von aufgearbeiteten tertiären Quarzsanden herstammt, die weiter nördlich in großem Umfange bekannt sind, auch einen stark abgerollten Dreikanter. Die über den Sanden lagernde Grundmoräne ist meist bis auf wenige Reste abgetragen, desgleichen die über der Grundmoräne lagernde, meist nur 5 dm mächtige Lößlehmdecke, auf deren ehemals größere Ausdehnung die weite Verbreitung von Windschliffen hinweist.

Nach dem Neißetal zu wird der Löß mächtiger und kann in den tiefen Randschluchten auf mehr als 10 m Dicke anschwellen. Er reicht im Tale bis etwa 190 m herab und legt sich dann

zumeist auf intensiv verwitterte und vergrieste Granite. Er lagert also auf einer ausgesprochenen Erosionsdiskordanz und gleicht im allgemeinen den verlehmten jüngeren Lössen Oberschlesiens. Nicht uninteressant scheint zu sein, daß das Neißetal jünger als die Verwitterungsrinde über dem alten Gebirge (bei Klingewalde sind auch die Schiefer über 10 m stark vertont, bei Nieder-Girbirgsdorf die Granite bis 10 m Tiefe kaolinisiert) zu sein scheint, da in den tiefsten Stellen nur frisches Gestein ansteht.

Schon im Jahre 1913 fand ich in einer heute verfallenen Grube im Norden des Krankenhauses unter den Vorschüttsanden unter einer deutlich erkennbaren Diskordanz dunkelbraun verwitterte stark verkittete Sande, in die an einer Stelle auch ein stark kaolinisierter Grünstein gelagert war, während eine Manganrinde die Diskordanzfläche überlagerte. Nicht nur dies, sondern auch ähnliche stark verkittete Blockpackungen, die bei Moys und Kunnerwitz unter den Vorschüttsanden zu beobachten waren, ließ eine Zweiteilung des Görlitzer Diluviums, das schon tief im Gebiete der Altmoränen liegt, nicht unwahrscheinlich erscheinen.

Im vergangenen Herbst wurden die Rudolphschen Gruben — nordwestlich des Krankenhauses an der Eisenbahn — stark vertieft, und auf weiter Erstreckung kam die früher beobachtete Manganrinde zum Vorschein, darunter unter einer wellig verlaufenden Diskordanz, schon durch ihre Farbengebung deutlich von den helleren Vorschüttsanden sich abhebend, das ältere dunkelbraunrot verwitterte Diluvium aus verkitteten, gefalteten — die Vorschüttsande darüber lagern immer horizontal! — Kiesen, Sanden und einer Grundmoräne bestehend, deren Lagerung im einzelnen noch nicht klar zu ersehen ist. Bei genauerer Aufnahme stellt es sich heraus, daß die Manganrinde nur eine Facies der oberen Vorschüttsande ist, aber aus älteren Rinden, die z. T. noch erhalten sind, umgelagert wurde. In der Fortsetzung dieser Diskordanz fand ich Ostern 1920 eine deutliche alte Oberfläche mit Windschliffen, manganhaltigen teilweise glänzenden Rinden und mehreren völlig vergriesten Geschieben unter den hier fast

im ganzen Umfange aus umgelagerten Manganrinden bestehenden oberen Verschüttsanden mit ihrer — analog den alpinen Hochterrassenschottern — nur nesterweise erfolgten Verkittung. Es sind das Erscheinungen, die ganz und gar an die Schutzrindenbildungen aus Manganeisen erinnern, die Futterer aus der Wüste Gobi, südlich von Hami (42° nördlicher Breite) in seinem Reisewerke (Durch Asien, S. 182) beschreibt. Wüstenrinden erwähnt auch Heim in seiner Geologie der Schweiz (S. 291) aus dem Hochterrassenschotter. Endlich erinnert auch Sarasin (Wüstenbildungen im Chelleeninterglazial in Frankreich; Eclog. helv., X, S. 731) an die frappierende Ähnlichkeit der lederbraun patinierten Chelleenartefakte mit denen der ägyptischen Wüste. Hierzu sei bemerkt, daß das Chelleen wahrscheinlich in unsere »ältere Interglazialzeit« fällt und mit dem Alt-Acheuleen die Periode der »patinierten Kulturen« bildet, in die auch ein Teil der Markklectager Funde zu stellen ist.

Diskordanz und Verwitterungserscheinungen sprechen also hier deutlich für die Ablagerungen einer noch älteren Vereisung, auf die eine Zwischeneiszeit folgte, in der diese älteren Schichten nicht nur stark rostbraun verwitterten, sondern auch mit starker Verkittung intensive Manganausscheidungen einsetzten, wobei die Feuersteine — wie es auch an andern Stellen, sogar im Süden der Provinz Hannover, zu beobachten ist — lederbraun bis dunkelrot patinierten. Es scheint sich also um regionale, bisher noch wenig beachtete Erscheinungen zu handeln, die offenbar für die ältere Interglazialzeit charakteristisch sind. Auf die auffallende Ähnlichkeit gleichartiger Erscheinungen im alpinen Gebiet sei hier nur hingewiesen.

Wir finden also bei Görlitz die Ablagerungen zweier älterer Vereisungen, getrennt durch eine Interglazialzeit mit intensiven Verwitterungserscheinungen; das sind also die erste und zweite Eiszeit nach der in Norddeutschland üblichen Einteilung. Der zweiten Eiszeit folgt eine lange Interglazialzeit, in der das Neißetal wohl beinahe bis zu der heutigen Tiefe erodiert wurde. Die jüngste Vereisung hat nur in ihrem periglazialen

Gürtel die Lausitz berührt und lieferte den Löß, der im Osten der Neiße fehlt, weil er hier leichter von den Westwinden abgetragen werden konnte. Da nach meinen Beobachtungen bei Öls und Wohlau die mittelschlesichen Lösse im Norden in weit ausgedehnte Sandlösse übergehen, spricht auch dies für eine periglaziale Entstehung der Lösse und nicht für eine interglaziale, die so vieles — vor allem die Säugerfauna — unerklärt läßt.

Zu den jüngsten Bildungen gehören weit verbreitete Terrassen, deren Gliederung im oberen Neißetal noch nicht durchgeführt ist.

Meine Beobachtungen über die Zweiteilung des älteren Diluviums in Schlesien decken sich durchaus mit denen von Keilhack, Behr, Tietze und Michael. Während ich aber früher die Ottmachauer Endmoräne als ungefähre Grenze der zweiten Vereisung ansah, nehme ich nunmehr an, daß ganz Schlesien in beiden älteren Vereisungen vom Eise überdeckt war und wir erst außerhalb seiner Grenzen auf die Zone stoßen werden, in der die Ablagerungen der ersten (Haupt-) Vereisung allein vorkommen. Über einen in der oberen Sanderformation gemachten Artefaktenfund vom Markkleeberger Typus werde ich an anderer Stelle berichten.

Druckfertig abgeschlossen am 31. März 1920 (ergänzt während des Druckes).
Druck verfügt am 20. August 1920.

Über eine Methode zur Trennung dialytischer Pelite nach dem spezifischen Gewicht.

Von Herrn **P. Köttgen** in Gießen.

Der Ausdruck »Pelite« ist in der Petrographie bekannt, und man versteht darunter sehr feinkörnige Bildungen kolluvialer oder eluvialer Natur, die man in der Technik allgemein als Ton, Letten oder Kleie bezeichnet. Der Ausdruck »Pelit« stammt von C. F. NAUMANN[1]) und ist von ZIRKEL in seinem ausgezeichneten Handbuch der Petrographie (II. Aufl., Bd. I, S. 504) übernommen worden. Neuerdings ist W. SALOMON[2]) nachdrücklich dafür eingetreten, für die beiden Gruppen der Pelite, die sich zwanglos aus ihrer Genesis ergeben, eine feststehende Nomenklatur einzuführen, und zwar übernimmt er für alle Bildungen, die vorwiegend als Produkte der chemischen Verwitterung aufzufassen sind, die alte NAUMANN'sche Bezeichnungsweise »dialytische Pelite«, für die feinkörnigen klastischen Gesteine, die überwiegend aus Gesteinsmehl bestehen, also durch mechanische Zerreibung entstanden sind, bringt er den Ausdruck »Alphitit« von ἄλφιτον das Mehl in Vorschlag.

Es ist ganz außer Frage, daß unsere wissenschaftliche Erkenntnis über die Tone soweit gediehen ist, daß dem Bedürfnis einer präziseren Ausdrucksweise im Interesse größerer Klarheit unbedingt Rechnung getragen werden muß, dies umsomehr, als der Unterscheidung jener beiden Gruppen dank den Fortschritten

---

[1]) Lehrbuch der Geognosie, Bd. 1, S. 723 (Leipzig 1850).

[2]) Geologische Rundschau, Bd. 6, Heft 7/8. 1917.

unserer Sedimentpetrographie keine unüberwindlichen Schwierigkeiten mehr entgegenstehen.

An einer eingehenden Erforschung über die Zusammensetzung der dialytischen Pelite sind Wissenschaft und Technik gleichermaßen interessiert, ich weise nur kurz auf die abweichende Auffassung der Kolloidchemiker und der reinen Chemiker in bezug auf die Natur der wasserhaltigen Aluminiumsilikate, auf das Basenaustauschvermögen u. dergl. mehr hin. Auch die Frage der Plastizität und des Quellungsvermögens ist trotz einer Reihe wertvoller Arbeiten[1]) auf diesem Gebiete noch keineswegs als geklärt anzusehen.

Eine befriedigende Lösung dieser Frage können wir nur dann erwarten, wenn es uns gelingt, die dialytischen Pelite in ihre Komponenten zu zerlegen, ein Problem, das angesichts der oft sehr verwickelten Zusammensetzung und der feinen Zerteilung dieser Produkte auf erhebliche Schwierigkeiten stößt. Soweit wir es mit grobdispersen Systemen zu tun haben, läßt sich eine Trennung noch verhältnismäßig leicht in die Wege leiten, aber der uns am meisten interessierende Anteil, der quantitativ allerdings stark zurücktritt, fällt in das Gebiet kolloider Lösungen, die Größe der Teilphasen ist also etwa von der Größenordnung 0,1 μ bis 1 μμ mit einer spezifischen Oberfläche zwischen 6.10^5 und 6.10^7. Bezüglich der Natur der dispersen Phase sind die Meinungen noch geteilt, d. h. wir können noch nicht mit positiver Sicherheit sagen, ob wir es mit einem Suspensionskolloid oder mit einem Emulsionskolloid zu tun haben. Die Entscheidung dieser Frage bereitet ganz besonders auch deshalb Schwierigkeiten, weil wir annehmen können, daß sich mit zunehmender Kleinheit die Unterschiede der Suspensoide und Emulsionen immer mehr verwischen. Immerhin hat die Ansicht von P. Ehrenberg, die durch Beobachtungen von E. W. Hilgard (Soils, S. 61) und anderen Forschern gut gestützt ist, daß wir es nämlich bei dem sogenannten Kolloidton nach Schlösing mit dem System flüssig-flüssig zu tun haben, sehr viel Anhänger gefunden.

---

[1]) P. Ehrenberg, Die Bodenkolloide, S. 107. 1915.

Meine eigenen Beobachtungen, die ich während meiner langjährigen Arbeiten mit kolloid gelösten dialytischen Peliten gemacht habe, führten mich jedoch zu einer hiervon abweichenden Auffassung. Die Eigenschaft der Emulsoide, auf die dispergierende Phase viskositätserhöhend zu wirken, läßt sich bei dialytischen Peliten von sehr hohem Dispersitätsgrad nicht in dem Maße feststellen, wie das bei echten Emulsoiden der Fall zu sein pflegt. In einem sehr lichtstarken Kondensor ist die Helligkeit der Teilchen nicht wesentlich schwächer als beispielsweise bei einem kolloidgelösten Halogensilbersol. Auch ein allgemeines Aufhellen des Gesichtsfeldes bewirken diese Teilchen nicht oder doch nur sehr schwach, jedenfalls nicht in der charakteristischen Weise wie die lyophilen Lösungen. Als weiterer grundlegender Unterschied der lyophoben und lyophilen Lösungen gilt allgemein, daß erstere durch Elektrolyte leicht fällbar sind, während letztere nur schwer auf Elektrolyte reagieren. Es konnte wiederholt beobachtet werden, daß getrennte dialytische Pelite außerordentlich empfindlich gegen Elektrolyte sind, ganz besonders wenn diese vorher durch Dialyse gereinigt worden waren.

Loslösung der kolloiden Hülle von den gröberen und feineren Sanden.

Als die erste Voraussetzung für die Trennung der Phase amorph-fest ist ihre Loslösung von gröberen und feineren Gemengteilen anzusehen. Man findet in der Literatur fast bei allen Forschern, die sich mit Peliten beschäftigten, mehr oder weniger eingehende Bemerkungen über diesen Gegenstand. Ich verweise nur auf Williams, Osborne, Hilgard, Atterberg, Hissink, Dumont und Ehrenberg. Die außerordentliche Festigkeit, mit der die Phase amorph-fest an den weniger fein verteilten Komponenten haftet, hat viel zu der Auffassung beigetragen, daß sie im Sinne Freundlich's als sehr zähe Flüssigkeit angesehen werden kann. Andererseits fehlt es aber auch nicht an Stimmen, die darauf aufmerksam machen, daß auch Körnchenkolloide in dieser Hinsicht den Tröpfchenkolloiden nicht wesentlich nachstehen. Eingehender

hat sich Osborne[1]) mit dieser Frage beschäftigt und durch tagelanges Kochen die Loslösung der festen Hülle zu erreichen versucht. Bei meinen Arbeiten versuchte ich zuerst, wie es Dumont[2]) vorgeschlagen hat, durch Beizen mit schwacher Oxalsäure die Membran abzulösen, desgleichen wandte ich stark verdünnte Essigsäure und Salzsäure mit nachfolgender Ammoniakbehandlung an. Dieser Behandlung mit Säure ging meistens eine energische Aufarbeitung mit einem steifen Pinsel voraus, in ähnlicher Weise wie Beam und Atterberg vor der Trennung die Böden behandeln. Es stellte sich aber heraus, daß für meine Zwecke ein Digerieren mit Säuren nicht zweckmässig war, da die Phase amorph-fest durch Einwirkung auch schwacher Säuren konstitutionell zu stark verändert wird. Will man die kolloide Phase loslösen, um eine Trennung nach der Korngröße nach Atterberg oder einem andern Sedimentierverfahren vorzunehmen, so stehen einer Säure- und darauffolgenden Laugenbehandlung keine Bedenken entgegen, denn die in Lösung gehenden Alkali- und Kieselsäuremengen sind unbeträchtlich. Anders aber liegen die Dinge, wenn, wie in vorliegendem Falle, alles darauf ankommt, die Konstitution der Phase amorph-fest möglichst zu erhalten. Es kommt hier noch dazu, daß es schwer hält, die kolloid gelösten Stoffe ganz von gewissen Elektrolyten zu befreien, was ganz besonders für das Cl-Ion zutrifft. Übrigens sind auch nach längerer Säureeinwirkung auf dem Wasserbade die Schluffteilchen nie ganz rein, teilweise kaolinisierte oder muskovitisierte Feldspäte zeigen auch nach zweistündiger Behandlung mit 5 prozentiger H Cl noch eine gut erkennbare Verwitterungsrinde, die durch Fuchsin anfärbbar ist.

Obgleich bereits des öfteren darauf hingewiesen worden ist, daß durch Kochen die amorphen wasserhaltigen Aluminiumsilikate, aus denen die dialytischen Pelite kolloider Größenordnung der Hauptsache nach bestehen, eine konstitutionelle Änderung erleiden, aus welchem Grunde ja auch Hissink die Schüttelmethode in

---

[1]) Osborne, Annual report of the Connecticut Agricultural Experiment Station. New Haven 1888.

[2]) Dumont, Forschungen auf dem Gebiet der Agrikulturphysik.

Vorschlag gebracht hat, so bin ich doch nach längeren Vorversuchen wieder zum Kochen übergegangen. Ich stellte fest, daß bei Tonen, die von Herrn Prof. Dr. HARRASSOWITZ-Gießen während seiner geologischen Tätigkeit im Felde in der Umgegend von Ypern entnommen waren, durch 14tägiges Kochen die feinen, noch im Hellfeld mikroskopisch auflösbaren Sande ziemlich frei von kolloiden Membranresten waren, und die Loslösung konnte im ganzen als beendigt angesehen werden. Im Verlaufe der weiteren Arbeiten, die zu einer Trennung der kolloiden dialytischen Pelite führten, stellte es sich heraus, daß die Bedenken, die gegen das Kochen erhoben worden sind — ich selbst habe früher die Ansicht vertreten[1] —, unbegründet sind. Durch Kochen werden die amorphen wasserhaltigen Aluminiumsilikate in ihrer Konstitution wenig oder gar nicht geändert, für die Zwecke der Trennung von Böden ist die Schüttelmethode nur deshalb vorzuziehen, weil durch sie allein eine völlig gleichmäßige Behandlung von Parallelproben gewährleistet wird, außerdem ist sie in ihrer Anwendung einfacher und bequemer.

Reinigung der dialytischen Pelite.

Das durch andauerndes Kochen zerlegte Material mußte nach vollendeter Loslösung der kolloiden Membran zum Zwecke der weiteren Trennung nach der Korngröße einer Behandlung unterzogen werden, die geeignet ist, alle krystalloid gelösten Stoffe der Hauptsache nach zu beseitigen, denn durch eingehende Versuche war ich zu der Überzeugung gekommen, daß sich auf anderem Wege der hierzu notwendige Solzustand nicht einwandfrei erreichen läßt, sofern man nicht, wie das ja vielfach geschieht, Elektrolyte als Stabilisatoren in Anwendung bringen will. Die Reinigung erschien auch aus dem Grunde notwendig, weil eine exakte Trennung nach dem spezifischen Gewicht nur dann zu einem befriedigenden Abschluß führen kann, wenn möglichst alle sorptiv gebundenen Ionen, die durch Oberflächenkräfte von dem kolloid gelösten Anteil des Materials festgehalten werden, zuvor entfernt werden.

Es lag nun allerdings der Gedanke nahe, die Trennung nach

den Korngrößen unter Zuhilfenahme von Elektrolyten zwecks Überführung in den Solzustand zuerst vorzunehmen, und alsdann erst die Entfernung aller sorptiv gebundenen Ionen. Nachdem sich aber herausgestellt hatte, daß die gereinigten Pelite viel leichter zu stabilisieren sind als die ungereinigten, erschien der erstere Weg als der bequemere, und ich habe deshalb davon Abstand genommen, unmittelbar nach erfolgter Loslösung zu trennen.

Um alle durch Oberflächenkräfte sorptiv festgehaltenen Ionen aus dem System abzuscheiden, sind bisher zwei Methoden, soweit ich aus der mir zugänglichen Literatur ersehen konnte, in Anwendung gekommen, die Dialyse und die Elektroendosmose. Bei der ersteren rechnet man allgemein, sofern es sich um kalte Dialyse handelt, mit einer Dauer von 70 Tagen. Viel schneller aber kommt man zum Ziel, wenn man heiß dialysiert, denn die Geschwindigkeit, mit der sich der Konzentrationsausgleich vollzieht, ist eine Funktion der Temperatur.

Die Elektroendosmose wurde von H. Niklas[1]) angewendet, um alle Stoffe, die sich nicht mehr in festem Verbande befinden, aus Silikat-Moorerdegemischen zu entfernen; die Brauchbarkeit dieser Methode geht aus dem vom Verfasser beigebrachten Analysenmaterial hervor.

Von der Anwendung dieser Methode wurde aber zunächst abgesehen, da sie eine gewisse Umständlichkeit der Apparatur voraussetzt, und weil sie wegen Mangels an geeigneten Platinelektroden nicht gut durchführbar war.

Als Dialysiermembranen erwiesen sich Dialysierschläuche als sehr zweckmäßig, denn einerseits vollzieht sich durch sie die Dialyse verhältnismäßig schnell und andererseits sind sie genügend feinporig, um auch die feineren Teilchen zurückzuhalten. Ganz frei von feinsten Teilchen ist das Dialysat allerdings nie, doch sind es der Hauptsache nach organische Kolloide, die die Membran passieren. Die Temperatur betrug während der Dialyse angenähert konstant 90°. Die Anordnung war so, daß kontinuierlich

[1]) H. Niklas, Untersuchung über den Einfluß von Humusstoffen bei der Verwitterung der Silikate. Int. Mitt. f. Bodenk., Bd. 2, S. 224. 1912.

frisches Wasser in das Gefäß, in dem die Dialysenschläuche hingen, zufloß, während aus diesem Gefäß, daß etwa 10 l Wasser faßte, das Dialysat in eine Porzellanschale abfloß, die zum Verdampfen auf einem Wasserbade stand. Das Gefäß selbst war gut gegen Säuredämpfe geschützt. Nach 8 Tagen ununterbrochener Dialyse stellte ich durch Leitfähigkeitsmessungen einen gewissen Abschluß der Dialyse fest, insofern nämlich, als die Leitfähigkeit unter einen noch meßbaren Betrag herabsank.

Es ist nicht ganz leicht, sich eine genaue Vorstellung von dem Verlauf des Lösungsprozesses zu machen, der sich während der heißen Dialyse abspielt, denn exakte Versuche fehlen meines Wissens in dieser Hinsicht gänzlich.

Die in dem System vorkommenden Verbindungen bezw. deren Ionen sind in der festen Phase:

Silikate, Kieselsäure, Eisen- und Aluminiumhydroxyd, Calciumcarbonat bezw. Phosphat, Magnesium-, sowie Kalium- und Natriumcarbonat u. a. m.

Auch die flüssige Phase besteht, obgleich sie überwiegend aus Wasser gebildet wird, aus mehreren Komponenten. Die gasförmige Phase ist der Hauptsache nach in Wasser gelöst; von ihren Komponenten interessiert uns am meisten die Kohlensäure, einesteils wegen ihrer Löslichkeit in Wasser und andererseits wegen ihrer sauren Reaktion. Die Kohlensäure ist bei der starken Verdünnung mindestens zu 90% in $H^{\cdot}$ und HCO_3' Ionen gespalten und wäre demnach etwa doppelt so stark wie Ameisensäure.

In einer solchen Lösung können wir folgendes Gleichgewicht annehmen:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2,$$

wobei sowohl Kohlensäure als auch Bicarbonat z. T. in Ionen gespalten sind. Der CO_2-Druck einer $CaCO_3$ enthaltenden Lösung ist somit eine Funktion des Kalkgehaltes. Der dialytische Pelit, mit dem ich meine Versuche über Dialyse anstellte, enthielt aber sehr viel Kalk, wir können deshalb in diesem Falle der Kohlensäure als lösendes Agens keine besondere Bedeutung beimessen.

Viel wichtiger zur Kenntnis des Lösungsprozesses dürfte die hydrolysierende Wirkung des Wassers sein, zumal dieselbe mit der Temperatur steigt. Cushmann und Hubbard[1]) beschäftigten sich wohl zuerst eingehend mit diesem Gegenstand. Sie fanden, daß z. B. bei der Lösung der Alkalien die hydrolytische Spaltung von größerer Bedeutung ist, als die Einwirkung der Säuren. Auf diesen Lösungsvorgang können wir das Gesetz der chemischen Massenwirkung anwenden, da die gelösten Stoffe dauernd durch den Konzentrationsausgleich hinweggeführt werden und sich infolgedessen das Gleichgewicht immer wieder zuungunsten der angegriffenen Verbindungen verschiebt. Wie im einzelnen der Lösungsprozeß verläuft, darüber können wir zunächst nur sehr hypothetische Betrachtungen anstellen, eine exakte wissenschaftliche Bearbeitung dieser Frage wäre jedenfalls sehr erwünscht, besonders im Hinblick auf die Bedeutung, die diesem Gegenstand für die Beurteilung der Fruchtbarkeitsveranlagung der Bodenarten beizumessen ist. Experimentell hat man ja bekanntlich schon von den verschiedensten Seiten diesem Problem beizukommen versucht.

Auch für die wissenschaftliche Erforschung der Bodenbildungsprozesse dürfte sich die Bearbeitung dieses Gebietes als sehr fruchtbringend erweisen, da die Kenntnis der Gelgemenge, aus denen sich die feste Phase unserer Böden zusammensetzt, durch die Kenntnis des Lösungsvorgangs, wie wir ihn bei der heißen Dialyse beobachten, sehr gefördert werden kann.

Wie ich bereits erwähnt, muß es als ein besonderer Vorzug der heißen Dialyse bezeichnet werden, daß sich dialytische Pelite durch sie stabilisieren lassen. Es steht diese Erfahrung in scheinbarem Widerspruch zu den Beobachtungen, die E. Jordis und Kantor[2]) mit Kieselsäuresol gemacht haben. Durch Cl- und Na-Ionen verunreinigte Kieselsäure koagulierte, nachdem die Ver-

---

[1]) A. D. Cushmann, U. S. Dep. of agriculture Bureau of chem. Bull. 92. 1905. A. D. Cushmann und P. Hubbard, Dep. of agriculture, off. of Public Roads, Bull. 28 [1908].

[2]) Jordis, Ztschr. f. Elektr. Chem. Bd. 8, S. 678. 1902; Kantor, Ztschr. f. anorg. Chem. Bd. 3, S. 5. 1903.

unreinigungen durch Dialyse beseitigt worden waren. Zu ähnlichen Ergebnissen führten die Untersuchungen von W. Biltz, M. Hauriot u. a. Der Widerspruch ist aber nur scheinbar und erklärt sich wohl nicht durch ein spezifisches Verhalten der dialytischen Pelite, sondern ist darauf zurückzuführen, daß der Abschluß der heißen Dialyse in unserem Falle kein absoluter sein kann. Geringe Mengen schwer löslicher Verbindungen bleiben jedenfalls zurück, und zwar scheint es sich dabei um negative Ionen zu handeln, denn bei nur ganz geringem Zusatz von positiven Ionen findet sofort wieder eine Pektisation statt. Diese Erfahrung hat, wie es scheint, Allgemeingültigkeit und steht in Übereinstimmung mit einer ganzen Reihe neuerer Untersuchungen[1]).

Es ist dies bekanntlich auch der Grund, weshalb Messungen des osmotischen Druckes bei kolloid gelösten Stoffen niemals genau ausgeführt werden können. Eine Tatsache, die das Arbeiten mit gereinigten dialytischen Peliten sehr erschwert, ist die Empfindlichkeit, mit der sie auf Elektrolyte reagieren; ganz geringe Spuren von H_2S- oder HCl-haltigen Dämpfen bewirken sofort eine Flockung. Setzt man dann eine geringe Menge Ammoniak hinzu, so wird das Gemenge jedoch wieder in den Solzustand zurückgeführt.

Die Trennung nach der Korngröße.

Durch Dialyse gereinigte Aufschwemmungen können nach dem Sedimentierverfahren ohne weitere Schwierigkeiten getrennt werden.

Zur Gewinnung größerer Mengen kolloid gelöster Teilchen aber bedarf es monatelanger Arbeit, denn selbst in sehr fein verteilten dialytischen Peliten sind höchstens 1,5 vH Submikronen zu erwarten; es müssen daher mehrere 100 g verarbeitet werden. Das der Trennung zugrunde liegende Prinzip gründet sich auf das von Stokes aufgestellte Gesetz:

$$v = \frac{2gr^2(\varrho - \varrho_1)}{9\mu},$$

---

[1]) W. Pfeffer, G. Tamann, H. Picton, S. E. Linder, C. E. Linebarger, zitiert nach Leonardo Cassuto, Der kolloide Zustand der Materie. 1913.

wobei $(\varrho - \varrho_1)$ die Differenz im spez. Gew. zwischen Teilchen und dispergierender Phase, μ deren Viskosität bedeutet.

Wenn wir r als gegeben voraussetzen, bezw. wenn wir von einem bestimmten r ausgehen, dann können wir die dazu gehörige Fallzeit berechnen. Einem Teilchendurchmesser von 100 $\mu\mu$[1]) entspricht eine Fallgeschwindigkeit von $3{,}846 \cdot 10^{-5}$ cm/sek, d. h. wenn wir eine Fallhöhe von 10 cm wählen, müssen wir die Aufschwemmung gerade 48 Stunden stehen lassen.

Indessen können wir nur dann damit rechnen, daß die theoretisch berechnete Teilchengröße der wirklichen Größe entspricht, wenn gewisse Bedingungen in dem grob dispersen System erfüllt sind. Die wichtigste dieser Bedingungen ist, daß die Konzentration $\frac{v}{V}$ nicht zu groß ist, denn sonst kommen wir wegen der gegenseitigen Beeinflussung der Teilchen zu falschen Ergebnissen. Um diesen Voraussetzungen zu genügen, wurde das Sedimentiergefäß trotz des großen Mehrverbrauchs an destilliertem Wasser bedeutend größer als üblich gewählt und in demselben nur wenig Material zur Aufschwemmung gebracht. Es kamen 10 g Masse auf etwa 6 l Wasser; das System war also sehr verdünnt. Die auf diese gewonnenen Teilchen gehören in das Gebiet kolloider Zerteilungen bis hinunter in das Gebiet maximaler Zerteilungen, sie waren also teilweise nicht mehr ultramikroskopisch sichtbar.

Um nun die Grenzen enger zu ziehen und um bei der nachfolgenden Trennung mittels Zentrifuge nicht zu lange zentrifugieren zu müssen, habe ich die feinsten Teilchen durch 2stündiges Zentrifugieren bei 4000 Touren in der Minute abgeschieden. Die kolloide Lösung, die sich auf diese Weise abschied, blieb auch weiter sehr gut dispergiert und zeigte eine starke Opaleszenz. Um das System vollständig rein von diesen allerfeinsten Teilchen zu erhalten, war 6maliges Zentrifugieren erforderlich. Ich habe diesen feinsten Anteil durch Ultrafiltration gewonnen und gewogen und stellte fest, daß er nur etwa 2 vH der durch Sedimentation aus-

---

[1]) Die Gültigkeit des Stoke'schen Gesetzes läßt sich angenähert bis zu dieser Größenordnung ausdehnen.

geschiedenen Menge ausmachte. Da es für die Kenntnis des Dispersitätsgrades des dialytischen Pelites (Septarienton) von Interesse war, ungefähr die Teilchengröße dieses feinsten Anteils festzustellen, wurde dieselbe in einer PERRIN'schen Cuvette bestimmt. Die Methode von PERRIN ist zwar streng genommen für unsern Fall nicht anwendbar, weil es sich hier nicht um gleich große Teilchen handelt, da die Unterschiede aber nicht allzu groß sind, so ist sie jedoch geeignet, einen Anhaltspunkt in bezug auf die Teilchengröße zu gewähren. Sie beruht bekanntlich auf der Anwendung der LAPLACE'schen Verteilungsformel auf Emulsionen und Suspensionen.

Auf heterogene Systeme angewandt hat die Gleichung folgende Form:

$$2{,}303\ \omega \log \frac{n_0}{n} = 2\pi r^3 (\varrho - \varrho_1) g \,.\, h.$$

In C-G-Sek.-Einheiten: $\log \frac{n_0}{n} = (\varrho - \varrho_1) \frac{h \,.\, r^3 10^{17}}{1 \,.\, 9}$.

Es ist:

n_0 = Anzahl der Teilchen in der Höhe O,
n = » » » » » » h,
ϱ = Dichte des Dispersionsmittels,
ϱ_1 = » der Teilchen,
g = 981 cm/sek^{-2},
h = Differenz der Höhen der beiden Beobachtungsschichten,
$\omega = \frac{3Rt}{2N}$, wobei R die Gaskonstante, t die absolute Temperatur und N die AVOGADRO'sche Zahl $7 \,.\, 10^{23}$ bedeutet.

Da alle anderen Größen bekannt sind, brauchen wir, um r zu finden, nur n zu bestimmen, vorausgesetzt, daß wir am Mikroskop eine Vorrichtung haben, die es uns gestattet, die Cuvette jedesmal um einen bekannten Betrag (h) zu verschieben. Die Anzahl n der Teilchen in den verschiedenen Höhenlagen finden wir durch Auszählen, das durch Benutzung eines Netzmikrometers oder noch besser durch eine sehr feine Öffnung in einer an Stelle des Netzmikrometers in das Okular eingefügten geschwärzten Platte bewerkstelligt wird. Eine Schwierigkeit besteht nur insofern, als Objekttische, die sich nur um einen geringen Betrag verschieben

lassen (je kleiner h gewählt wird, um so genauer ist die Bestimmung) nicht ganz leicht hergestellt werden können[1]).

Nach dieser Methode wurde der mittlere Teilchenradius angenähert zu 10 $\mu\mu$ bestimmt. Der zur weiteren Trennung nach dem spez. Gew. verbleibende Anteil war demnach etwa von der Größenordnung 100—20 $\mu\mu$, gehörte also in das Gebiet kolloider Zerteilungen. Ich werde später noch Gelegenheit haben, darauf zurückzukommen, wie wichtig es ist, die Grenzen so eng zu ziehen, obgleich dadurch die Gewinnung ausreichenden Materials zu einer zeitraubenden und außerordentlich mühseligen Arbeit wird.

Der kolloide Anteil war in unserm dialytischen Pelit verhältnismäßig gering, doch konnten die Teilchen von der Größenordnung 20 $\mu\mu$ ultramikroskopisch bei Anwendung von Bogenlicht noch sichtbar gemacht werden, was zwingend darauf hindeutet, daß wir es mit einer Phase amorph-fest zu tun haben oder doch mit einer Phase, die sich diesem Zustand sehr nähert, da ja die Helligkeit eines abbeugenden Teilchens bekanntlich mit der Differenz der Brechungsexponenten zwischen disperser Phase und Dispersionsmittel wächst.

Die Verwendung von spez. schweren Lösungen zur Trennung von dialytischen Peliten.

Schon bei der Ausscheidung der feinsten Teilchen durch Zentrifugieren ließ die koagulierte schwere Masse eine deutliche Schichtbildung erkennen. Die oberste Schicht, die zugleich die stärkste war, hatte eine hellgraue Farbe mit einem Stich ins Bläuliche. Die hierauf folgende nur sehr geringe Schicht wies eine viel hellere, fast als weiß zu bezeichnende Tönung auf, während der Rest von kräftiger hellgelber Farbe war.

Diese Unterschiede in der Färbung ließen vermuten, daß in dem Komplex mehrere Individuen stecken, die sich vielleicht durch Anwendung von Zentrifugen von hoher Tourenzahl trennen ließen. Ob es sich hierbei um eine Absonderung nach der Korngröße oder nach dem

[1]) Einen um 1 μ verstellbaren Objekttisch fertigte mir H. Seibert, Wetzlar, an.

spez. Gew. handelte, blieb zunächst noch eine offene Frage, die aus der Form des STOKE'schen Gesetzes nicht ohne weiteres beantwortet werden konnte. Da der Boden aber in bezug auf Teilchengröße ziemlich homogen war (50—10 $\mu\mu$), lag hier vielleicht eine, wenn auch wahrscheinlich nicht ganz scharfe Trennung nach dem spez. Gew. vor. Diese Vermutung legte daher den Gedanken nahe, die weitere Trennung durch spez. schwere Lösungen zu verversuchen.

Schwere Lösungen leisten in der Mineralogie zur Trennung von Mineralgemengen oft wertvolle Dienste. Allerdings handelt es sich hierbei meistens um sehr grobe Mineralien, schon aus dem Grunde, weil der Mineraloge feinere Körner im Polarisationsmikroskop nicht mehr identifizieren kann.

E. KAISER[1]) empfiehlt besonders die Anwendung von Bromoform oder Acetylentetrabromid, ferner Jodmethylen. Mit letzterem habe ich bei der Trennung von feineren Bodenarten und mit Benutzung einer Zentrifuge bis etwa zur Korngröße 4 μ ausgezeichnete Erfahrungen gemacht; es ist sehr dünnflüssig, und die erhaltenen Fraktionen sind leicht zu reinigen. Bei geringerer Korngröße ist Jodmethylen nicht anwendbar, da sich die einzelnen Teilchen zu Aggregaten zusammenballen, die eine Trennung sehr erschweren. Auch durch Anwendung von Schutzkolloiden ließ sich eine Einzelkornstruktur nur unvollkommen erreichen, überdies ist die Anwendung von Schutzkolloiden schon deshalb nicht sehr vorteilhaft, weil sie als Emulsionskolloide stark viskositätserhöhend wirken. Außerdem beobachtete ich bei Jodmethylen eine starke Ionenadsorption, auf die wahrscheinlich auch die starke Flockung zurückzuführen sein dürfte.

Angeregt durch die Arbeiten von KÖNIG, HASENBÄUMER und KRÖNIG[2]), die verschiedene Böden, darunter auch sehr fein verteilte, durch Bromoform trennten, habe ich auch Versuche mit Bromoform angestellt.

Bromoform ist sehr wenig viskos und auch vollständig in-

[1]) KEILHACK, Lehrbuch der praktischen Geologie, S. 578. 1908.
[2]) Landw. Jahrb. 1914, Heft 2, S. 165 f.

different, zu einer scharfen Trennung fand ich es aber ebenso wenig geeignet wie Jodmethylen, denn es flockt ebenfalls sehr stark und schmiert außerdem zu sehr an den Wänden. Es hat mit Jodmethylen zusammen den Nachteil, daß die vorher durch Kochen mit Wasser losgelösten Teilchen beim Trocknen, das ja natürlich notwendig ist, wieder zusammenbacken und dann nicht mehr auseinanderzubringen sind.

Aus diesem Grunde kam als Trennungsflüssigkeit nur eine schwere Lösung in Frage, die durch Wasser verdünnt werden kann und sehr dünnflüssig und zugleich möglichst indifferent ist. Eine zwar sehr teure[1]), aber vorzüglich geeignete schwere Lösung ist das von Clerici[2]) in Vorschlag gebrachte Thalliumformiat. Diese Flüssigkeit ist nur schwach hydrolytisch gespalten, sehr dünnflüssig und klar. Die Herstellungsweise ist einfach. Am besten wird das pulverisierte metallische Thallium mit verdünntem Perhydrol und Ameisensäure auf dem Wasserbade bis zur völligen Aufklärung digeriert, darauf etwa 10 mal umkrystallisiert und ist dann fertig zum Gebrauch. Bemerkt sei hier, daß das Absaugen beim Umkrystallisieren sich durch Benutzung der neuen, von Zigmondy angegebenen Membranfilter sehr beschleunigen läßt. Bedingung für die Verwendbarkeit des Salzes ist dessen absolute Reinheit, wenigstens bei der Trennung von dialytischen Peliten, da, wie ich gefunden habe, nur geringe Spuren von Verunreinigungen sofort Flockung herbeiführen.

Da anzunehmen war, daß bei Anwesenheit von zeolithähnlichen Körpern ein Basenaustausch des Schwermetalls stattfinden würde, habe ich in dieser Richtung orientierende Vorversuche angestellt, über die ich noch an anderer Stelle berichten werde. Diesen Untersuchungen zufolge wird ein Thalliumformiat als Salz durch fein verteilte dialytische Pelite, die vorher durch Dialyse gereinigt worden waren, adsorbiert, und zwar etwa so, wie Salze von Kohle durch Oberflächenspannung fixiert werden. Die Adsorption folgt der Freundlich'schen Adsorptionsisotherme. Bei

---

[1]) 1 kg kostet bei Kahlbaum 250 Mk.

[2]) Clerici, Atti R. Acc. Lincei Roma, 20, I, S. 45—50. 1911.

der Trennung der kolloid gelösten Pelite wirkt sie insofern nachteilig, als dadurch eine dauernde Kontrolle des spez. Gew. der Lösung während der Trennung notwendig wird. Gut gereinigtes Thalliumformiat wirkt auf die durch Dialyse vorbereiteten Pelite stabilisierend, wahrscheinlich infolge der Einwirkung von OH-Ionen auf die schwach negativ aufgeladenen Teilchen; es eignet sich also als Trennungsflüssigkeit in jeder Beziehung. Ähnliche Vorzüge besitzt das Thalliummallonat, das aber nicht ganz so dünnflüssig ist und deshalb weniger in Frage kommt.

Über die Verwendung von Zentrifugen bei der Trennung.

Zentrifugen finden bei wissenschaftlichen Arbeiten in ausgedehntem Maße Verwendung, so in der Mikrochemie zur Gewinnung kleiner Niederschlagsmengen, in der technischen Industrie zur Kautschukuntersuchung, beim Reinigen von Krystallen u. dergl. mehr. In der wissenschaftlichen Bodenkunde sind mir aus der Literatur eine Reihe von Arbeiten bekannt, die über die Verwendung von Zentrifugen berichten. Die Verwendungsmöglichkeiten sind allerdings sehr manigfaltig, trotzdem bietet gerade in der Bodenkunde, soweit es sich um kolloid-chemisch-bodenkundliche Untersuchungen handelt, die Anwendung von Zentrifugen sehr hoher Tourenzahl noch ein weites Feld der Betätigung. Leider sind der Leistungsfähigkeit unserer Technik beim Bau von schnelllaufenden Zentrifugen verhältnismäßig enge Grenzen gezogen. Über 8000 Touren hinaus bietet ihr Bau erhebliche Schwierigkeiten. Andererseits ist es klar, daß eine Vervollkommnung auf diesem Gebiete für die wissenschaftliche Forschung von ungeheurem Nutzen sein könnte. Insbesondere für die Erforschung der Gelgemenge, wie sie in Form von kolloid gelösten Systemen in der Natur so zahlreich vorkommen, eröffnet die Möglichkeit der Trennung ohne Anwendung von chemischen Reagenzien ein sehr weites und außerordentlich fruchtbringendes Arbeitsfeld.

Im Jahre 1909 gelang es H. Friedenthal zum erstenmal, durch Anwendung von Zentrifugen hoher Umdrehungszahl das Kasein der Milch quantitativ aus dem Kolloidgemenge der Kuh-

milch abzuscheiden. Derselbe Forscher äußert sich über die Verwendung von Zentrifugen für die Zwecke der Kolloidchemie folgendermaßen: »Der jüngste und aussichtsvollste Zweig der Chemie, die Kolloidchemie, würde auf eine neue Basis gestellt werden, wenn es uns möglich wird, die verschiedenen Kolloide quantitativ und ohne jede Veränderung durch Reagenzien aus gemischten Lösungen abzuscheiden. Die Chemie der Lösungen darf auf eine Umwälzung ihrer Forschungsmethoden rechnen, wenn Lösungsmittel und Gelöstes sich auf mechanischem Wege trennen ließen; die Molekularphysik wird von einer Trennung der Moleküle nach dem spez. Gew. nicht unbeeinflußt bleiben. Das spez. Gew. von Substanzen läßt sich mit starken Zentrifugen mit bisher ungeahnter Genauigkeit messen, darüber hinaus sogar das Molekularvolumen und das spez. Gew. von Molekülen selbst«.

Bis zur Erreichung dieses Ziels ist allerdings noch ein weiter Weg, allein damit ist nicht gesagt, daß die Trennung von Koloidgemengen bis ziemlich nahe an die Grenze molekularer Größenordnung nicht schon jetzt zu den Problemen gehört, die mit Aussicht auf Erfolg in Angriff genommen werden können. Zu der Annahme, daß diese Möglichkeit der Trennung dieser Größenordnung für die Gelgemenge von dialytischen Peliten besteht, glaube ich durch die Resultate meiner Arbeiten berechtigt zu sein, indessen paßt es nicht in den Rahmen dieser Veröffentlichung, die nur als vorläufige Mitteilung gedacht ist, den Beweis dafür zu erbringen, es kann hier nur meine Aufgabe sein, die dabei angewandte Methodik zu erläutern.

Die Trennung wurde mit einer Zentrifuge ausgeführt, die 4000 Umdrehungen in der Minute lief, sie erreichte also bei weitem nicht die Leistungsfähigkeit, die sich im Hinblick auf die Ausführungsmöglichkeiten beim Bau von Zentrifugen erzielen läßt.

Es muß allerdings hierbei erwähnt werden, daß bei der Wahl der Zentrifuge nicht ausschließlich der Gesichtspunkt größtmöglichster Zentrifugalkraft maßgebend war, sondern es mußte auch das Augenmerk darauf gerichtet sein, daß die Zentrifugengefäße

groß genug waren, um genügende Mengen der kolloiden Lösungen zu fassen, denn Vorversuche mit einer kleineren Zentrifuge hatten ergeben, daß die Konzentration in den Gefäßen keine sehr hohe sein darf, und zwar aus ähnlichen Überlegungen heraus, wie sie bei der Trennung durch Sedimentation bereits erörtert worden sind. Die von HUGERSHOFF gelieferte Zentrifuge faßte 6 Gläser von 50 ccm Inhalt, bei kleineren Gläsern wäre die Arbeit sehr langwierig geworden, denn ich rechnete pro 1 ccm Inhalt nur 0,01 g Masse. Bei den 6 verhältnismäßig großen Gläsern war aber der Bau einer Zentrifuge noch größerer Tourenzahl nicht durchführbar, ich mußte mich aus diesem Grunde mit einer Zentrifuge von 4000 Touren begnügen.

Wenn wir uns über die Wirkungsweise einer Zentrifuge Klarheit verschaffen wollen, dann gehen wir am besten von folgendem Gedankengang aus.

Was uns bei Benutzung der Zentrifugalkraft zur Trennung nach dem spez. Gew. interessiert, ist die Vergrößerung einer bereits bestehenden Gewichtsdifferenz durch sie. Sieht man zunächst einmal von der Anwendung spez. schwerer Lösungen ab, so folgt aus dem Gesetz von STOKES, daß, wenn wir für g eine x mal größere Kraft einsetzen, die Geschwindigkeit v (cm/sek), mit der sich die Teilchen absetzen, x mal so groß sein muß. Haben wir es mit gleicher Umdrehungszahl zu tun, dann ist die Fliehkraft direkt proportional dem Radius. Je weiter sich also ein Teilchen während des Zentrifugierens von dem Drehpunkt entfernt, mit um so größerer Geschwindigkeit wird es sich absetzen. In diesem Falle gilt für uns die Gleichung:

$$F = \frac{4\pi^2 r n^2}{60^2},$$

wobei r der Radius, n die Umdrehungszahl pro Minute ist. Setzen wir für r den mittleren Wert, d. h. den Abstand der Mitte des Zentrifugenglases vom Drehpunkt = 15 cm, so erhalten wir für 1 g Masse

$$F = 2{,}634 \,.\, 10^6 \text{ Dynen oder } 263{,}4 \text{ Zentrien.}$$

Die Teilchen werden sich also rund 2683 mal so schnell absetzen, als wenn wir allein die Erdschwere einwirken lassen. Es ist ohne weiteres klar, welchen enormen Vorteil das bedeutet.

Wenden wir spez. schwere Lösungen an, so wird für die Teilchen, die leichter als die Lösung sind, der Ausdruck $(\varrho - \varrho_1)$ (in der Stoke'schen Gleichung) negativ, d. h. die Bewegungsrichtung der Teilchen wird sich umkehren, sie steigen. Da aber in den meisten Fällen in der Lösung auch Teilchen sein werden, bei denen $\varrho - \varrho_1 = 0$ ist, so folgt daraus, daß die Trennung keine ganz ideale sein kann, mit anderen Worten, es werden immer eine gewisse Anzahl Teilchen in der Schwebe sein, die weder der Fliehkraft noch einer dieser entgegengesetzten Kraft folgen.

Wenn wir in die Stoke'sche Gleichung die gefundenen Werte einsetzen und annehmen, der Ausdruck $(\varrho - \varrho_1)$ sei negativ, in unserem Falle etwa $-0{,}05$, dann erhalten wir bei

$$g = 981,$$
$$r = 2{,}9 \,.\, 10^{-5},$$
$$\varrho - \varrho_1 = (-0{,}05),$$
$$\mu = 0{,}0114,$$

für v den Wert $2{,}157 \,.\, 10^{-5}$ cm/sek.

Demnach muß ein Teilchen, das sich in der kolloiden Lösung bei Beginn der Einwirkung der Fliehkraft in der Mitte des Zentrifugiergläschens befindet, unter der Annahme ferner, daß es den kürzesten, d. h. linearen Weg zurücklegt, in etwa 1 Std. 17 Min. abgeschieden sein.

Ganz so einfach, wie es auf den ersten Blick erscheint, vollzieht sich aber die Trennung in der Praxis nicht, denn es kommen noch weitere Momente in Frage, die wir nicht ganz außer acht lassen dürfen. So ist die Annahme, daß die Teilchen einen linearen Weg zurücklegen, stark hypothetisch. Wahrscheinlich ist das nicht der Fall, denn wegen der gegenseitigen Beeinflussung, wobei der Satz Gültigkeit hat, daß größere Teilchen kleinere Teilchen mehr beeinflussen als umgekehrt, haben wir in einer kolloiden Lösung mit ganz anderen Verhältnissen zu rechnen. Diese gegenseitige Beeinflussung ist von Smolochowsky mathematisch

behandelt worden, es würde aber zu weit führen, auf diese Theorien näher einzugehen, für unsere Zwecke genügt es zu wissen, daß wir in Wirklichkeit erheblich länger zentrifugieren müssen als 1 Std. 17 Min., wenn wir eine quantitative Abscheidung herbeiführen wollen. Ich fand, daß nach 2stündiger Einwirkung der Fliehkraft die in Thalliumformiat suspendierten Submikronen schon weitgehend geklärt waren. Das Zentrifugieren wurde dann noch 6 Stunden fortgesetzt und nach Verlauf dieser Zeit eine recht scharfe Trennung erzielt. Eine schwache, makroskopisch noch wahrnehmbare Trübung blieb allerdings zurück. Der Wert für den Ausdruck $\varrho - \varrho_1$, der den noch nach 8stündigem Zentrifugieren in Schwebe gebliebenen Teilchen zukommt, läßt sich ebenfalls aus obiger Formel berechnen; er ist angenähert 0,002; ihr spez. Gew. fällt also ziemlich mit dem spez. Gew. der Lösung zusammen. Eine Trennung kann natürlich nur dann erreicht werden, wenn in dem Gelgemenge Individuen stecken, die durch ein bestimmtes spez. Gew. charakterisiert sind. Meine in dieser Hinsicht angestellten Untersuchungen ließen mich verhältnismäßig schnell zu der Überzeugung kommen, daß dies tatsächlich der Fall ist. Viel schwieriger war es jedoch, die genauen Grenzen zu finden, d. h. die spez. Gewichte der Lösungen, die bei der Trennung anzuwenden sind. Irgend welche Anhaltspunkte fand ich in dieser Beziehung nicht. Ich verfuhr infolgedessen zunächst so, daß ich das mittlere spez. Gew. des Gels durch Pyknometerbestimmungen feststellte, mit diesem spez. Gew. dann zentrifugierte u. s. f. Leider erwies sich aber dieser Weg als nicht gangbar, und es blieb infolgedessen nur übrig, die genauen Grenzen rein empirisch zu ermitteln. Das geschah, indem von einem vermuteten spez. Gew. z. B. von 2,59 ausgegangen wurde, dann das spez. Gew. der Lösung jedesmal um 0,05 erhöht wurde. Die so erhaltenen Fraktionen wurden durch Bauschanalysen untersucht, und ich kam auf diesem ungemein mühsamen Wege zu chemisch streng definierten stöchiometrischen Körpern.

In der Folge wird sich diese Methode wahrscheinlich vereinfachen lassen; besonders durch die Anwendung des Marc'schen

Interferometers zwecks Untersuchung der Zu- oder Abnahme der in der Schwebe bleibenden Teilchen steht eine gewisse Erleichterung zu erwarten; es ist auch nicht ausgeschlossen, daß sich bei anderen dialytischen Peliten die Grenzen leichter finden lassen werden, ja es ist sogar möglich, daß man die Unterschiede in der Färbung der einzelnen bei der Trennung entstehenden Schichten zur Auffindung der Grenzen benutzen kann. Diese Unterschiede in der Färbung sind sehr auffallend und scharf, sie lassen sich natürlich nur bei dem nach beendigter Trennung stark koagulierten Absatz beobachten; die schwerste, durch Eisenhydroxydgel stark dunkelrot gefärbte unterste Schicht hebt sich aus begreiflichen Gründen besonders scharf ab, aber auch die anderen Schichten sind charakteristisch gefärbt, so hatte z. B. die Fraktion vom mittleren spez. Gew. 2,61 eine licht-grau-gelbe Färbung. Trotz dieser anscheinend scharfen Absonderung glaube ich nicht, daß diese Schichten nun schon völlig ohne Verunreinigungen aus anderen Schichten sind, denn bei der sehr erheblichen Geschwindigkeit, mit der sich die schwersten Teilchen abscheiden, ist zu erwarten, daß die einer leichteren Fraktion zugehörigen Teilchen in erheblichem Umfange mitgerissen werden.

Die Gewinnung der einzelnen Fraktionen von bestimmtem spez. Gew., die anfangs bei den leichteren Körpern nur nach etwa 10maligem Zentrifugieren zum Abschluß gebracht werden kann, vereinfacht sich mit zunehmendem spez. Gew. immer mehr, denn die Menge der mitgerissenen Teilchen nimmt ständig ab, zuletzt genügen sogar 1—2 Trennungen bis zur Klärung des überstehenden Sols vollständig. Es ist vielleicht möglich, daß die hier beschriebene Methode bei der Erforschung komplexer Gele in der Zukunft gute Dienste leisten wird; bei der vorliegenden Arbeit, die als ein erster Versuch in dieser Richtung aufzufassen ist, handelt es sich zunächst nur um die Zerlegung eines Kolloidkomplexes, der zur Trennung besonders gut geeignet war. Von diesem ersten Schritt bis zur Klärung der äußerst verwickelten Fragen der Zusammensetzung von Verwitterungsprodukten in bestimmten Klimazonen ist noch ein weiter Weg. Da es aber als eine über-

aus wichtige Aufgabe geologisch-bodenkundlicher Forschung bezeichnet werden kann, diese Fragen zu lösen, so erscheint keine Mühe zu groß, den einmal betretenen Weg weiter zu verfolgen.

Es ist mir ein Bedürfnis, Herrn Professor SCHAUM für die liebenswürdige Bereitwilligkeit zu danken, mit der er mir geeignete Räume und die Hilfsmittel des physikalisch-chemischen Instituts zu vorliegender Arbeit zur Verfügung gestellt hat. Ich verdanke seinem bewährten Rat manchen wertvollen Fingerzeig bei der Ausführung der langwierigen kolloidchemischen Untersuchungen.

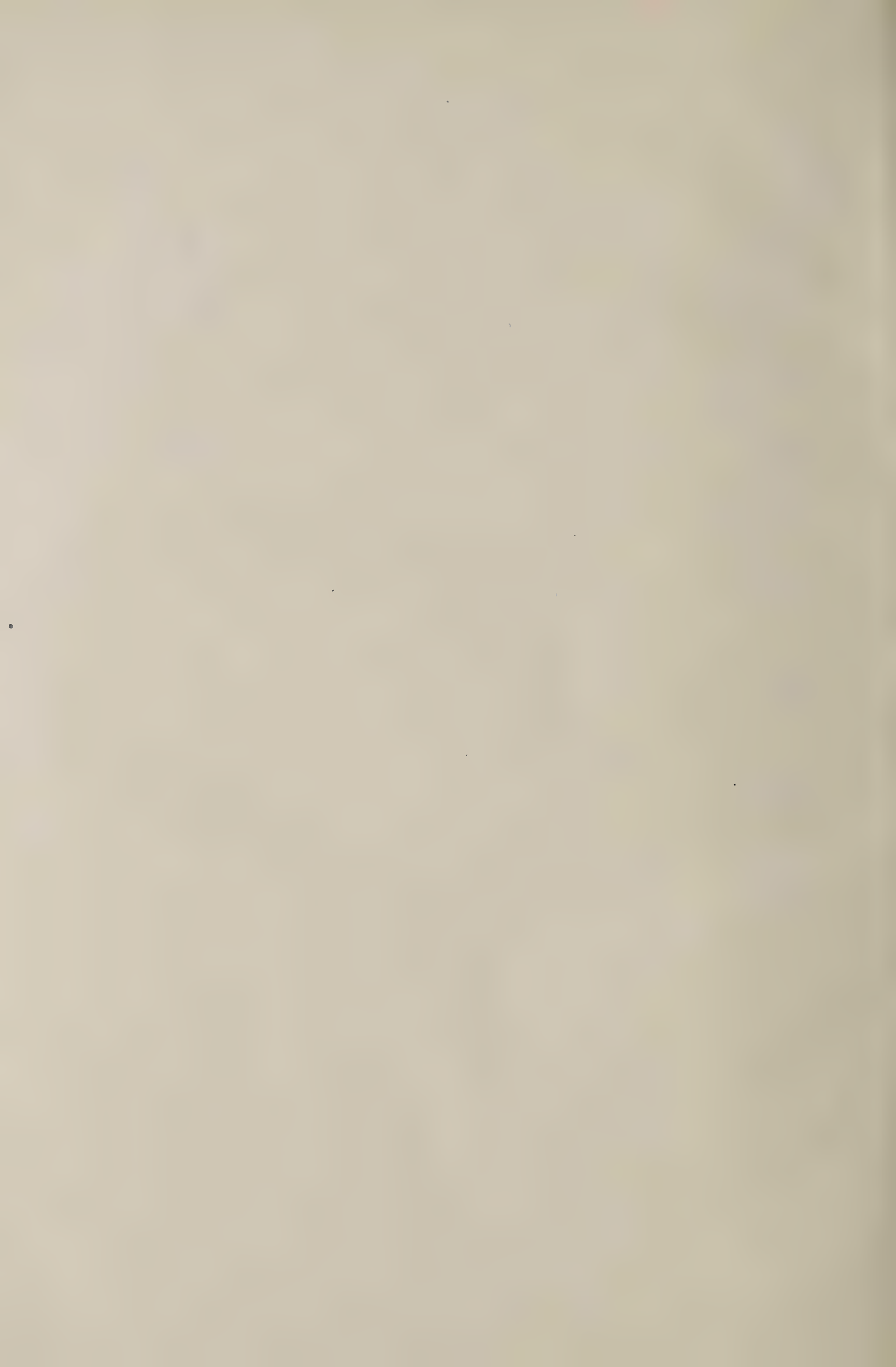
Druckfertig abgeschlossen am 30. März 1920.
Druck verfügt am 5. Oktober 1920.

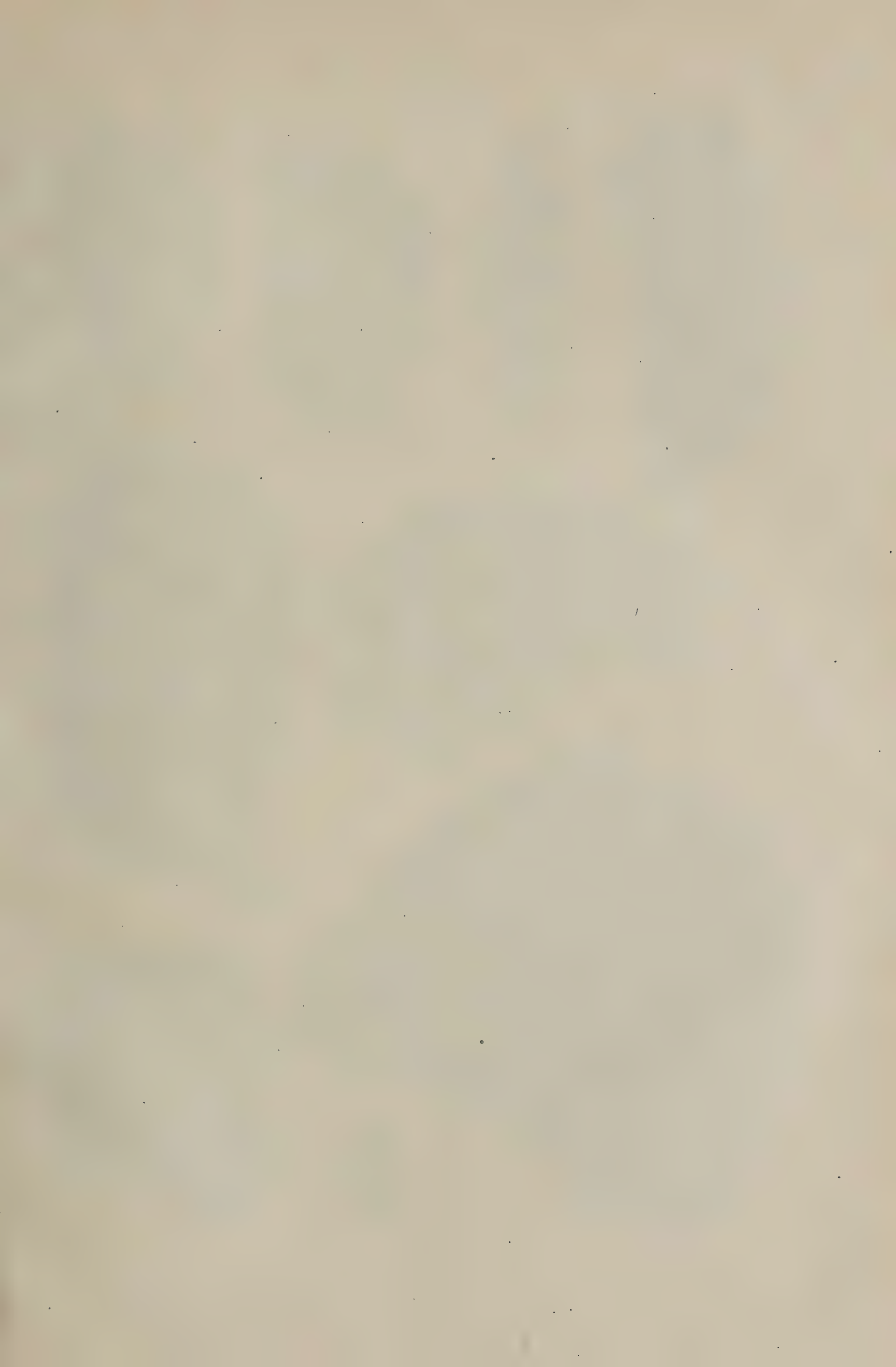
Sach-Register.

Die Fossilnamen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen usw. enthalten, und die Tafelnummern sind **fett** *gedruckt.*

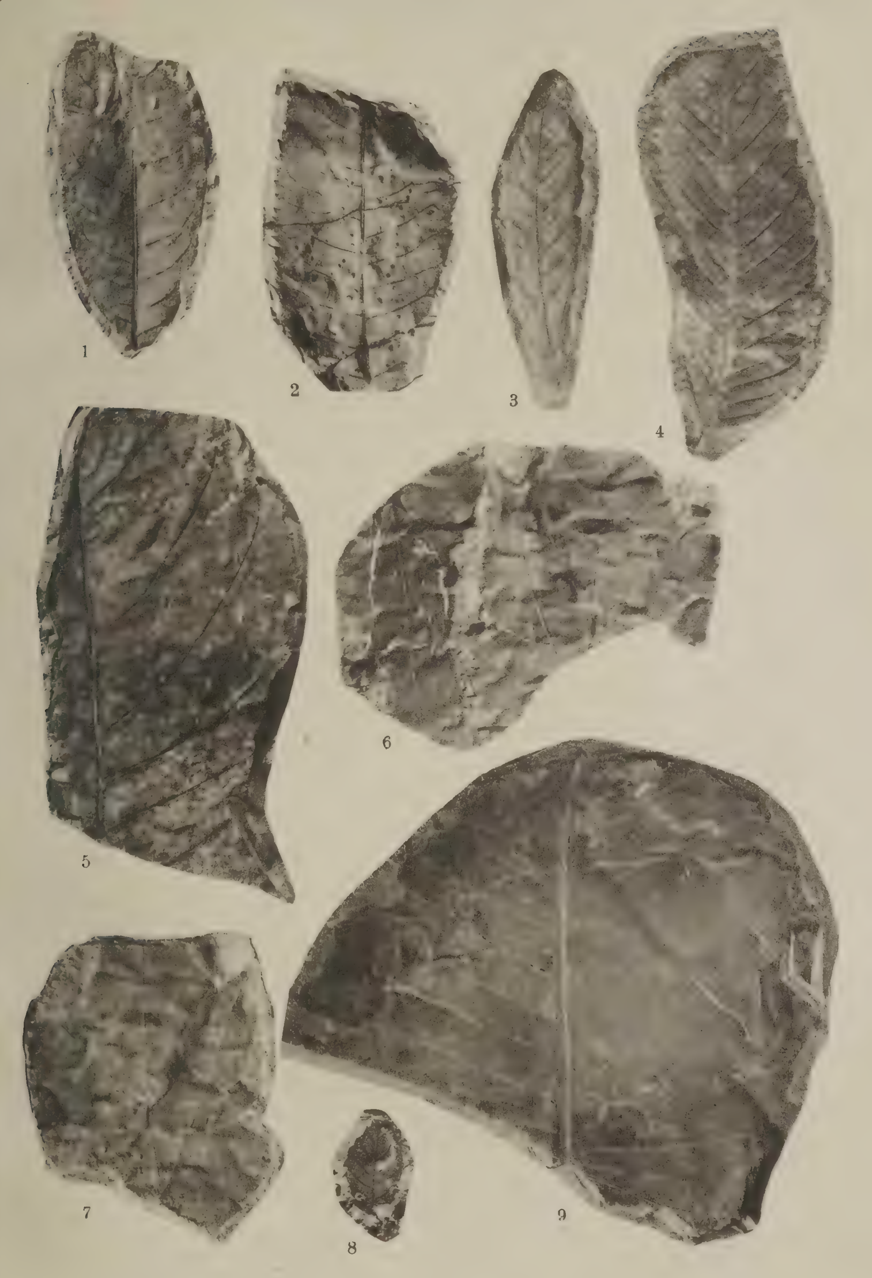
Orts-Register.

*Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile usw. enthalten, und die Tafelnummern sind **fett** gedruckt.*

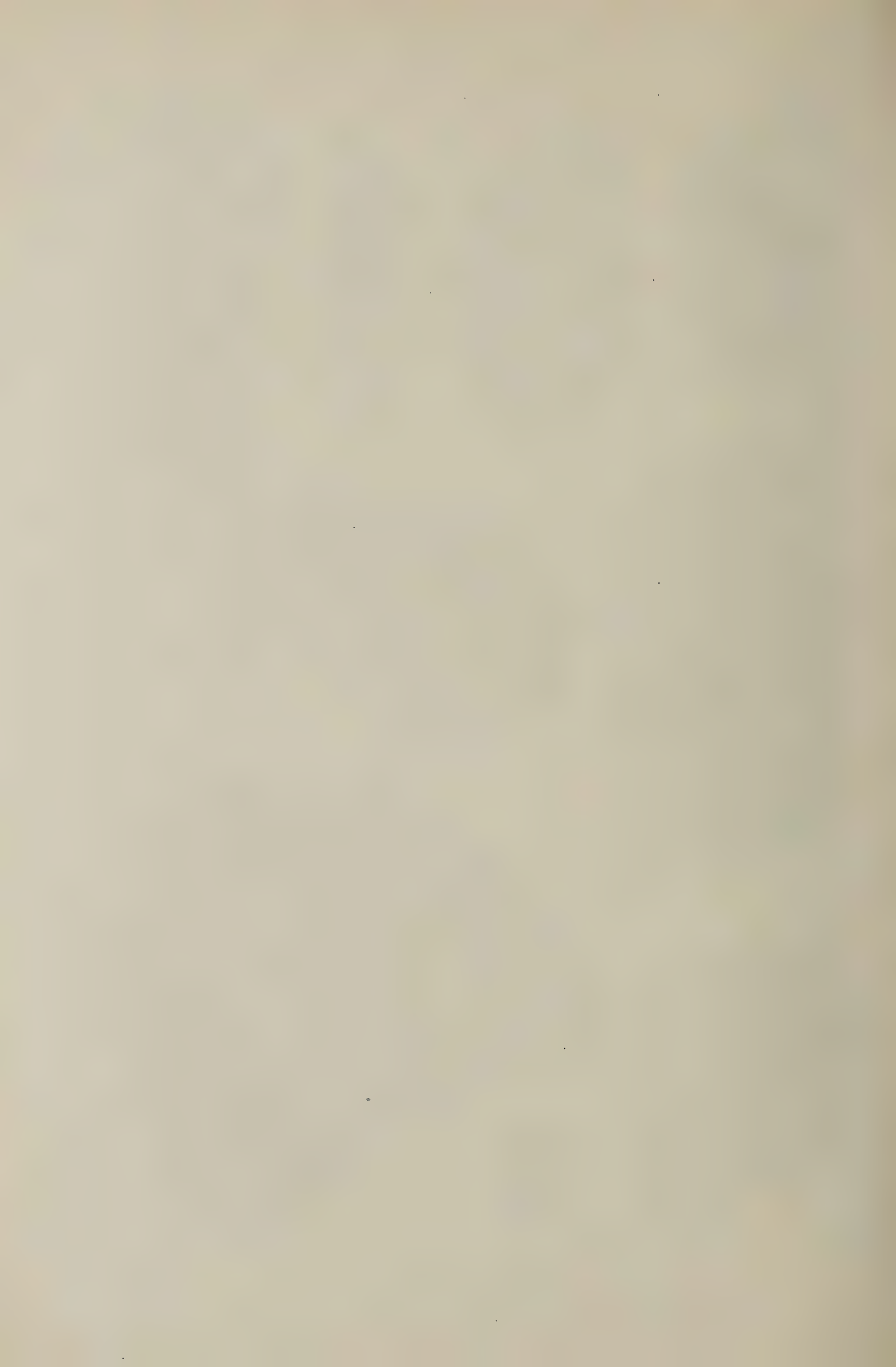




Tafel 5.



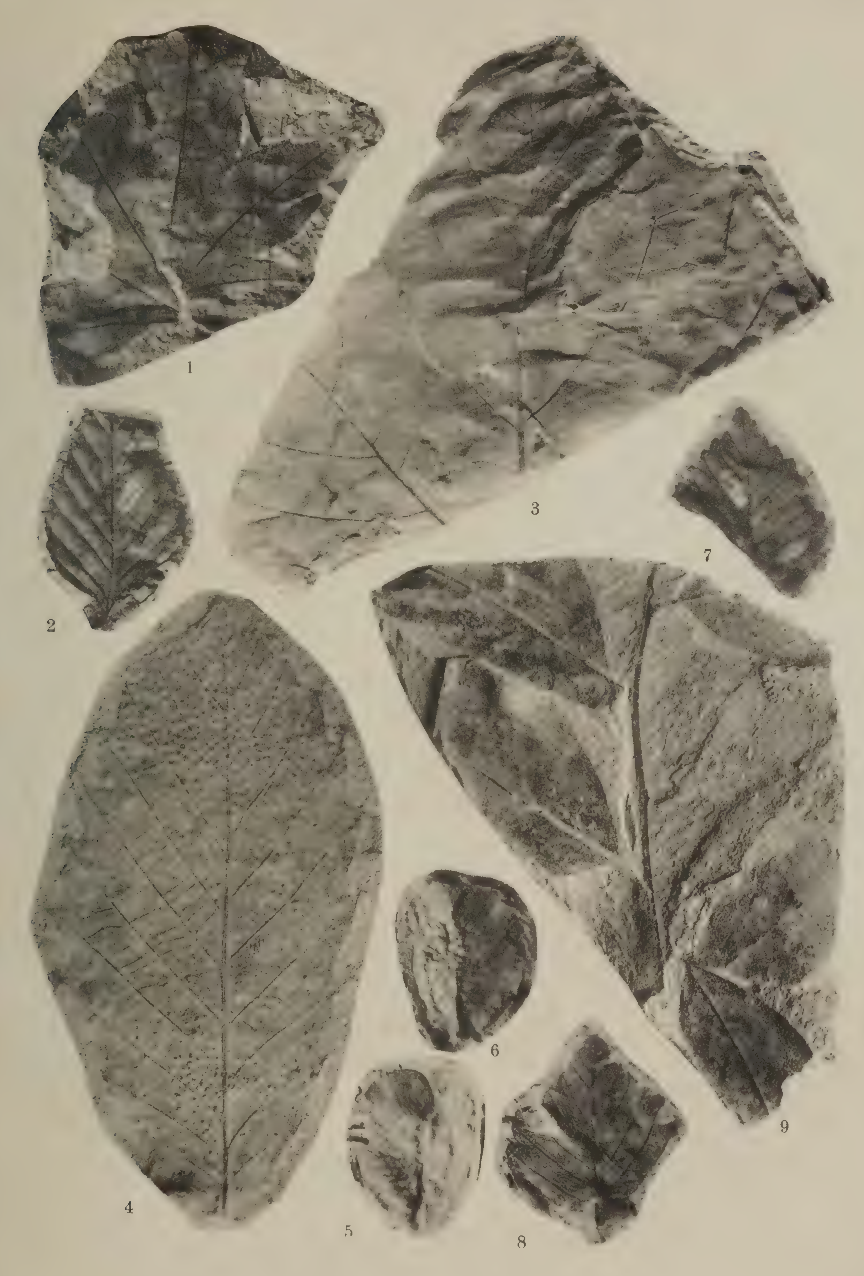
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W. Kräusel phot.



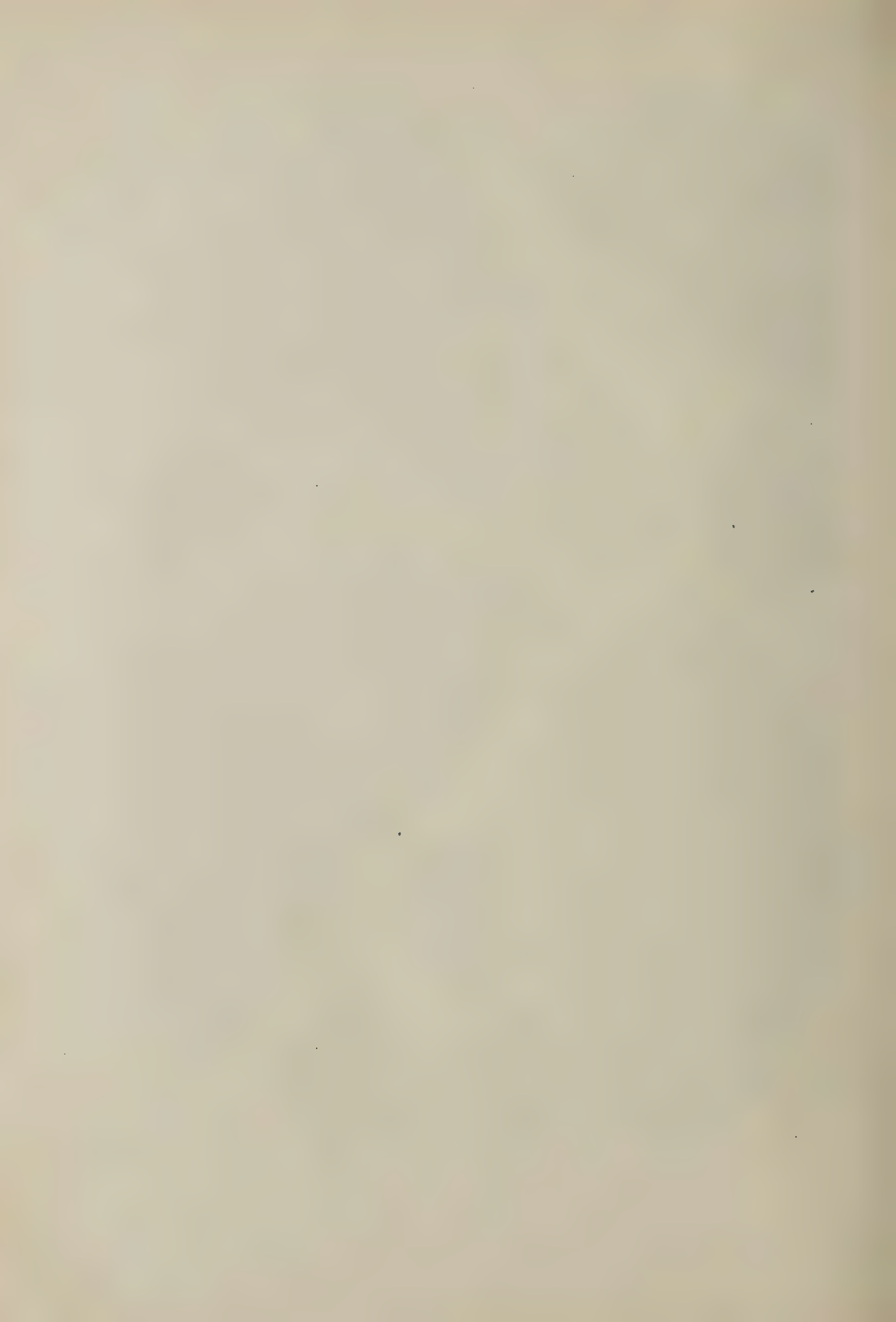


Tafel 6.

Fig. 1. *Acer polymorphum* Sieb. et Zucc *miocenicum* Menzel. $^4/_3$. Ruppersdorf . . . . S. 411
Fig. 2. ? *Betula subpubescens* Goepp. $^4/_3$. Ruppersdorf S. 396
Fig. 3. *Platanus aceroides* Goepp. Ruppersdorf . . . S. 408
Fig. 4. *Castanea atavia* Ung. $^4/_5$. Bluschau. . . . . S. 397
Fig. 5, 6. Ulmenfrüchte. $^4/_3$. Ruppersdorf . . . . . S. 400
Fig. 7, 8. *Ulmus carpinoides* Goepp. $^3/_2$. Ruppersdorf . S. 399
Fig. 9. *Cinnamomum polymorphum* A. Br. Bluschau . S. 404



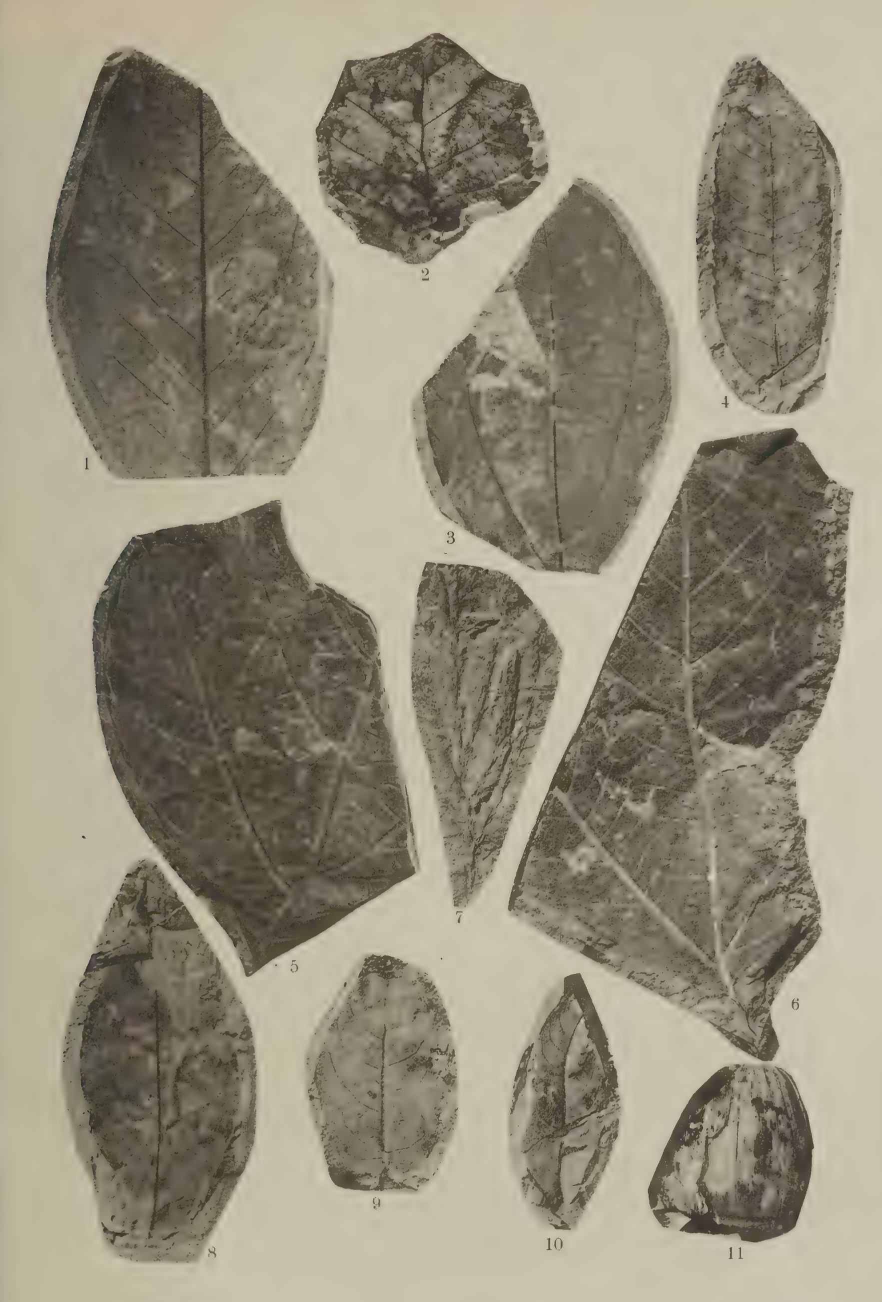
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W. Kräusel phot.





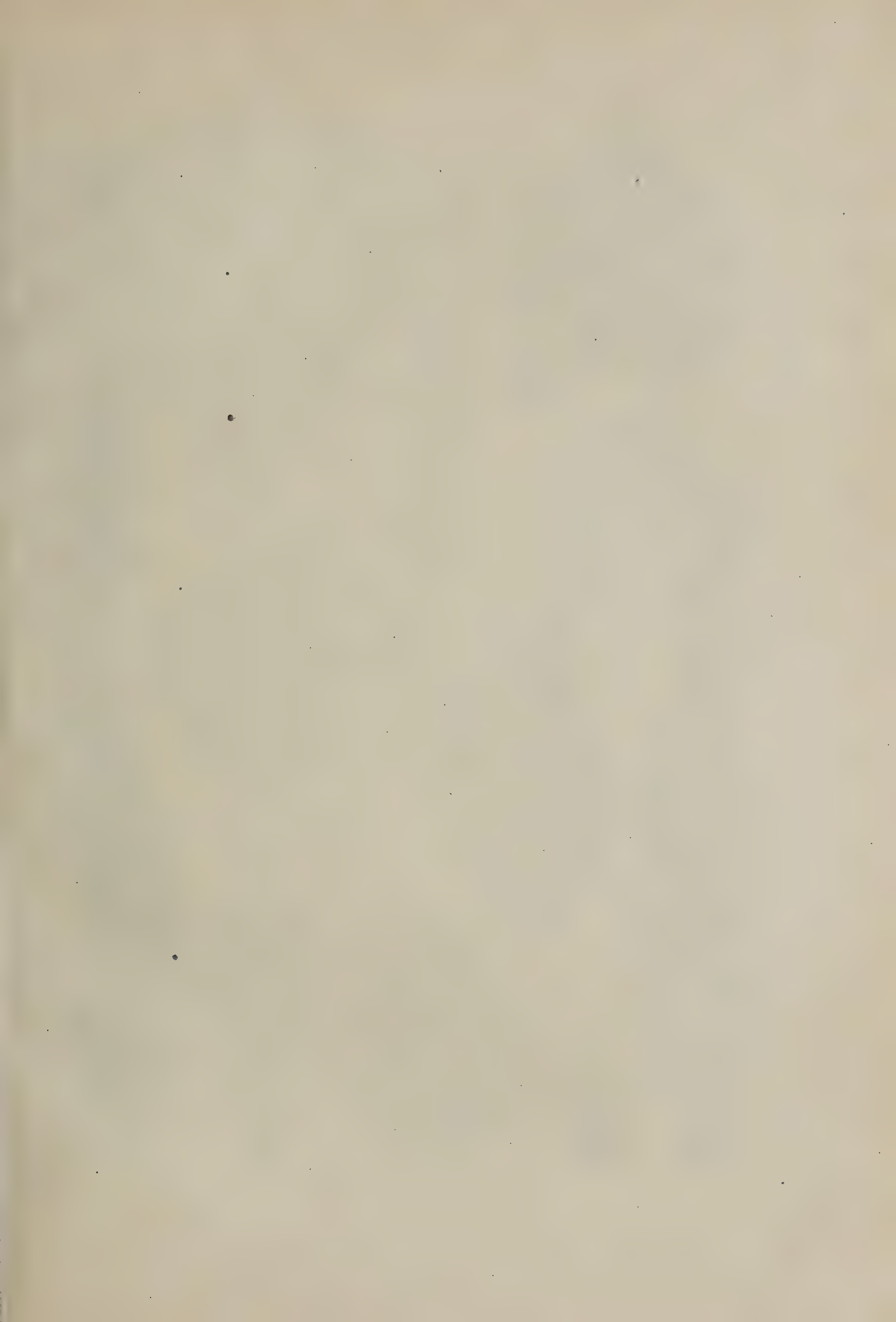
Tafel 7.

Fig. 1. *Persea speciosa* Heer. Bluschau . . . . S. 405
Fig. 2. *Betula macrophylla* Heer. Ruppersdorf . . . S. 395
Fig. 3. *Cinnamomum polymorphum* A. Br. Bluschau . S. 404
Fig. 4. *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) Menz. (Orig. Goepp. *Myrica salicifolia*, Schosnitz Taf. XIV, Fig. 26). 3/2. Schosnitz . . . . S. 392
Fig. 5, 6. Spec. indet. Oppatowitz . . . . S. 421
Fig. 7. *Glyptostrobus europaeus* Heer. Oppatowitz. 2/1. S. 373
Fig. 8. *Myrica* sp. (Orig. *Myrica subintegra* Goepp., Schosnitz, Taf. XIV, Fig. 28). 4/3. Schosnitz . S. 386
Fig. 9. *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) Menz. (Orig. Goepp. *Myrica carpinifolia*, Schosnitz, Taf. XIV, Fig. 30). 2/1. Schosnitz . . . . S. 393
Fig. 10. *Myrica* sp.? 3/2. Schosnitz. (Orig. *Myrica salicifolia* Goepp. i. Schl.) . . . . S. 385
Fig. 11. Frucht einer Eiche. Schosnitz. 3/2. . . . . . S. 399



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W. Kräusel phot.





Tafel 8.

Fig. 1. *Salix longa* A. Br. (Orig. Goepp. *Salix linearifolia* Schosnitz, Taf. XX, Fig. 6, 7). $^{5}/_{3}$. Schosnitz . . . S. 383

Fig. 2. Spec. indet. (cf. *Araliaceae*) (Orig. Goepp. *Acer strictum* i. Sch.). Schosnitz . . . . S. 426

Fig. 3. *Salix longa* A. Br. (Orig. Goepp *Salix angustissima* i. Sch.). Schosnitz . . . . S. 383

Fig. 4. *Philadelphus similis* Goepp. (Orig. Goepp. Schosnitz, Taf. XXV, Fig. 13). Schosnitz . . . S. 407

Fig. 5. *Paliurus ovoideus* (Goepp.) Heer (Orig. Goepp. *Ceanothus ovoideus* Schosnitz, Taf. XXII, Fig. 13). Schosnitz . . . . S. 415

Fig. 6. *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br. (Orig. Goepp. *Acer strictum* i. Sch.). Schosnitz . . . . S. 412

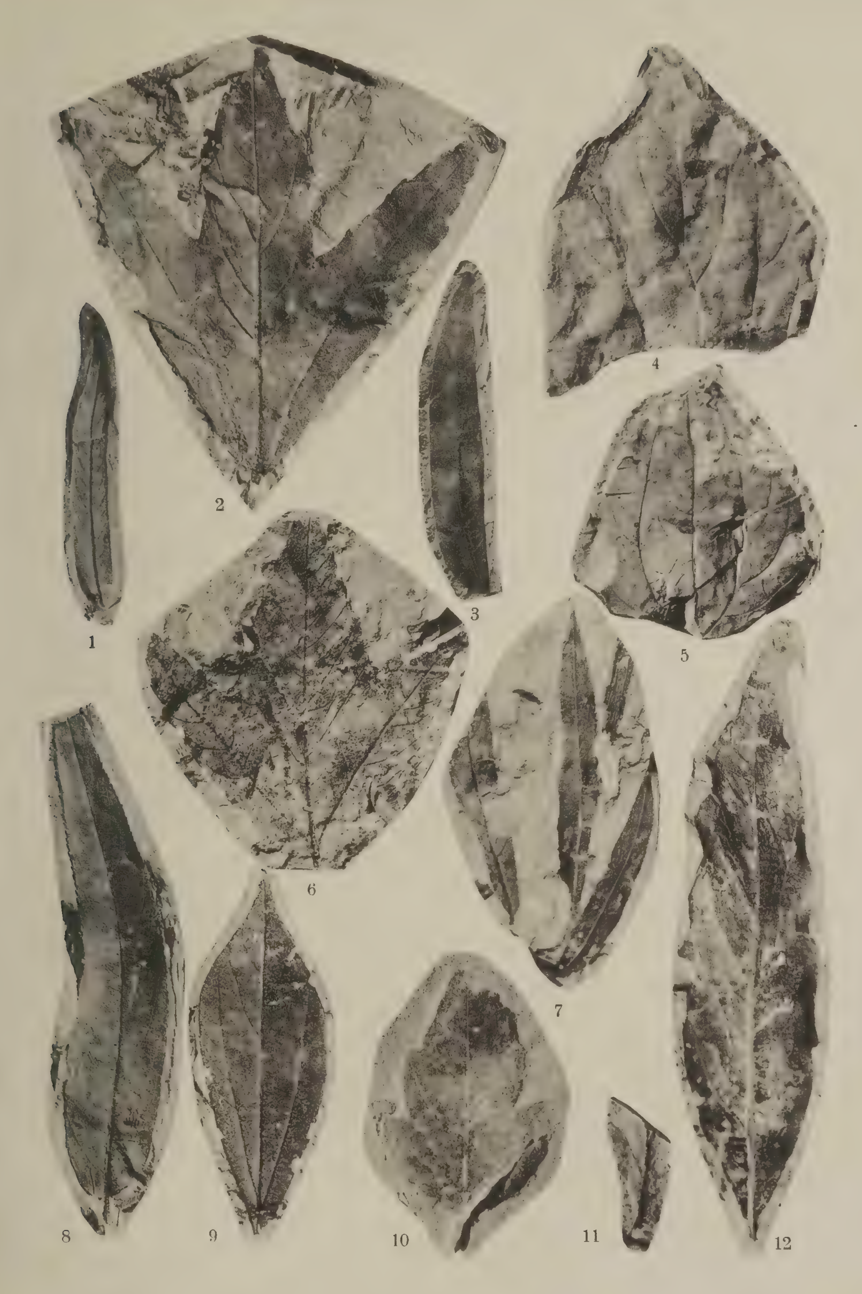
Fig. 7. *Salix* sp. (Orig. Goepp. *Salix linearifolia* i. Sch.). Schosnitz . . . . S. 383

Fig. 8. *Salix varians* Goepp. (Orig. Goepp. *Salix angusta* i. Sch.). Schosnitz . . . . S. 380

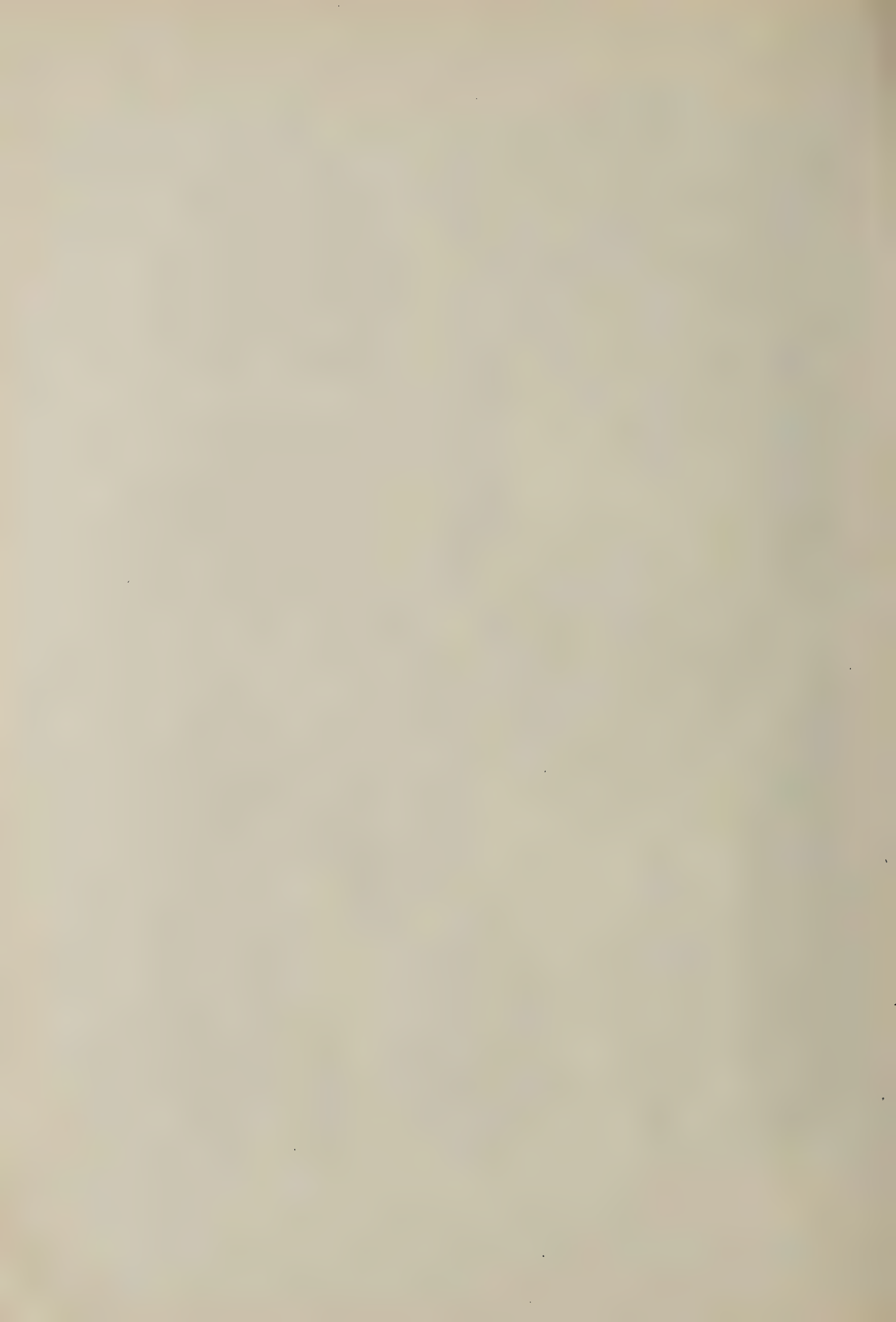
Fig. 9, 11. *Cinnamomum polymorphum* A. Br. Dirschel . S. 405

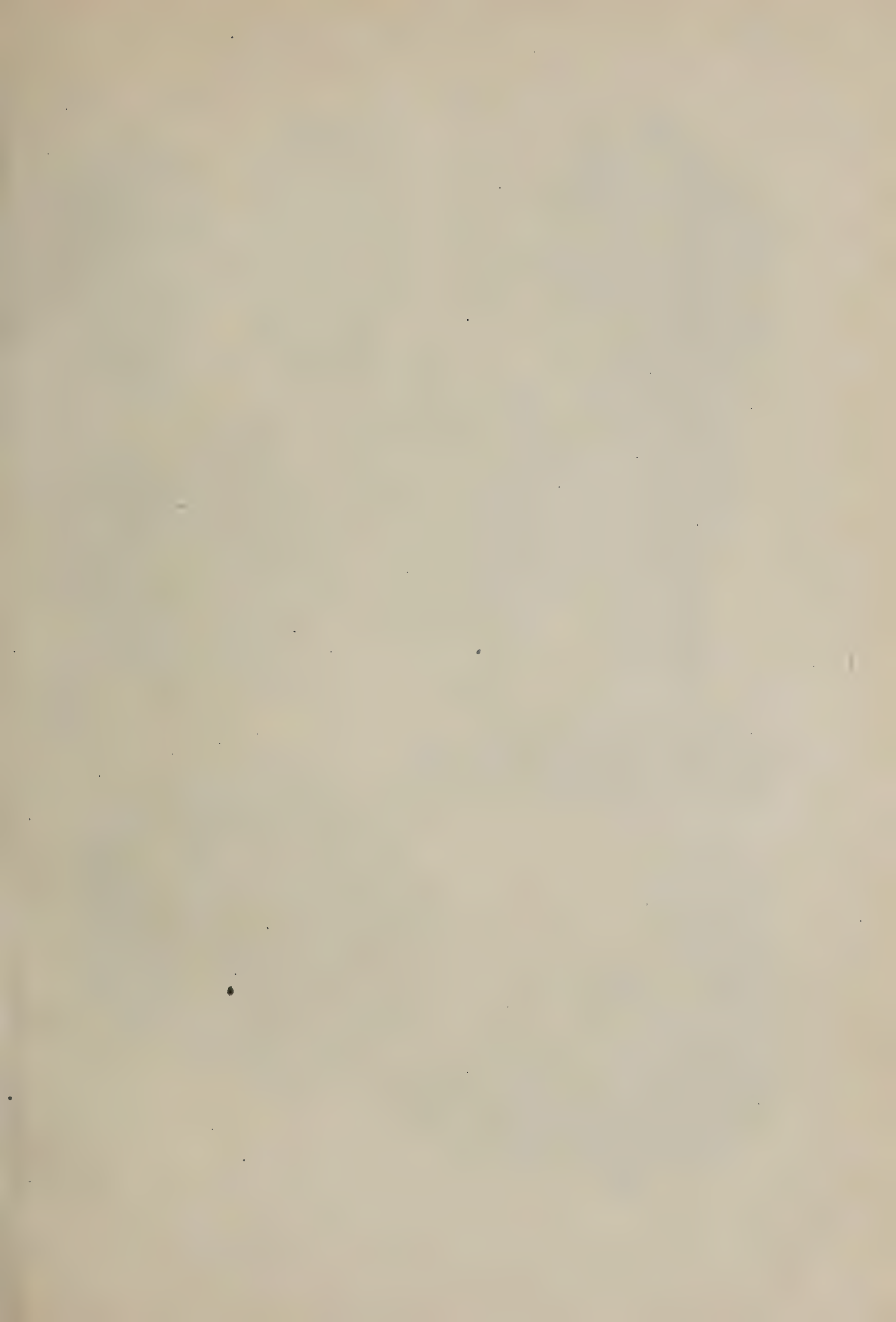
Fig. 10. *Crataegus oxyacanthoides* Goepp. Dirschel . . S. 409

Fig. 12. Spec. indet. (cf. *Oreopanax xalapensis* Dcne. et Pl.). $^{1}/_{5}$. Dirschel . . . . S. 427



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W. Kräusel phot.





Tafel 9.

Fig. 1. Spec. indet. (cf. *Ceratonia siliqua* L.). $^5/_4$. Dirschel S. 425

Fig. 2. Spec. indet. (cf. *Akebia quinata* (Thunb.) Dcne.). $^5/_4$. Dirschel . . . . S. 424

Fig. 3. *Taxodium distichum miocenicum* Heer. $^3/_2$. Wohlau S. 373

Fig. 4, 5. *Castanea atavia* Ung. Wohlau . . . . . . S. 397

Fig. 6. *Quercus pseudocastanea* (Orig. Goepp. Pal. II, Taf. XXXV, Fig. 1). $^4/_5$. Maltsch. . . . . . S. 398

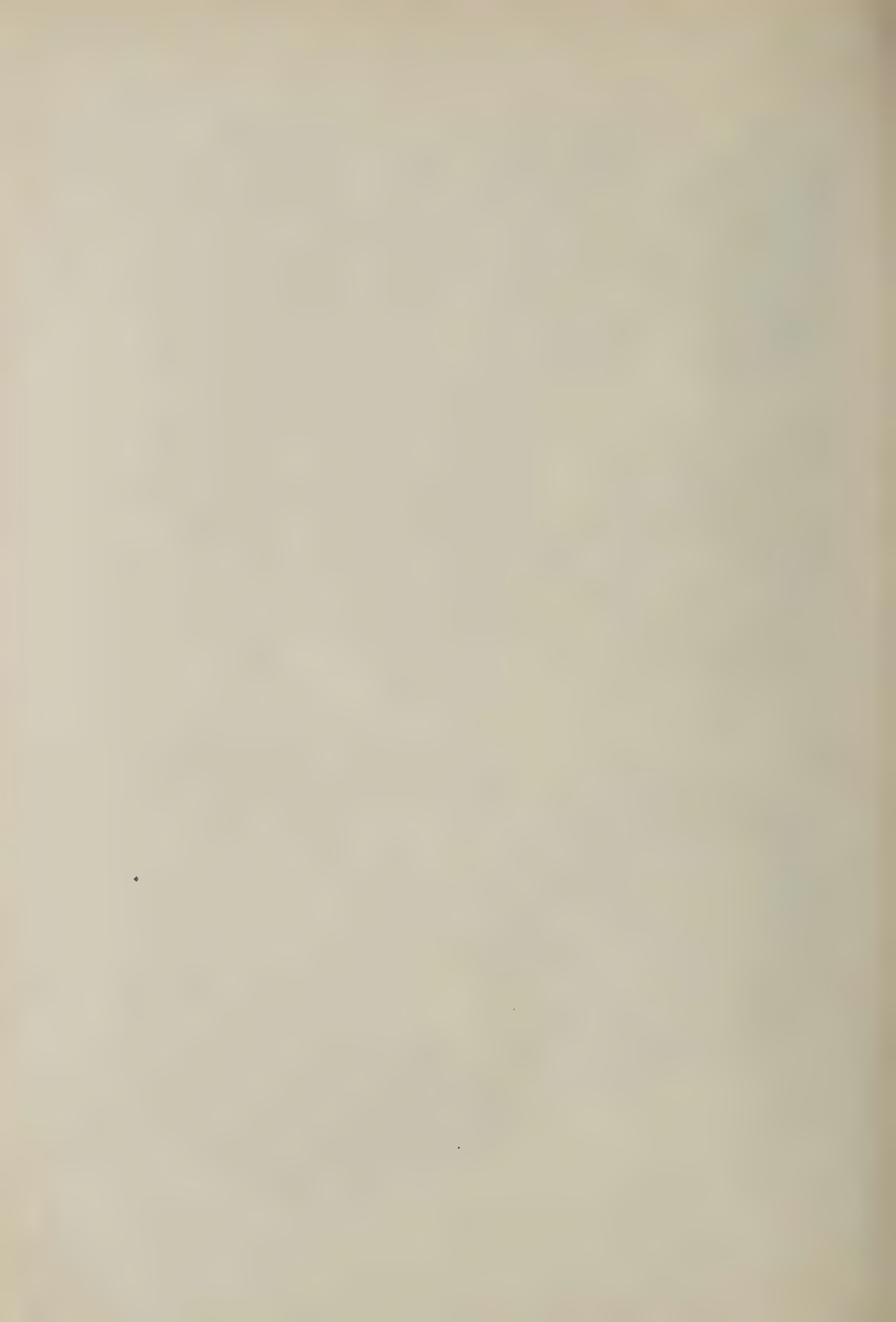
Fig. 7. *Populus crenata* Ung. Wohlau . . . . S. 384

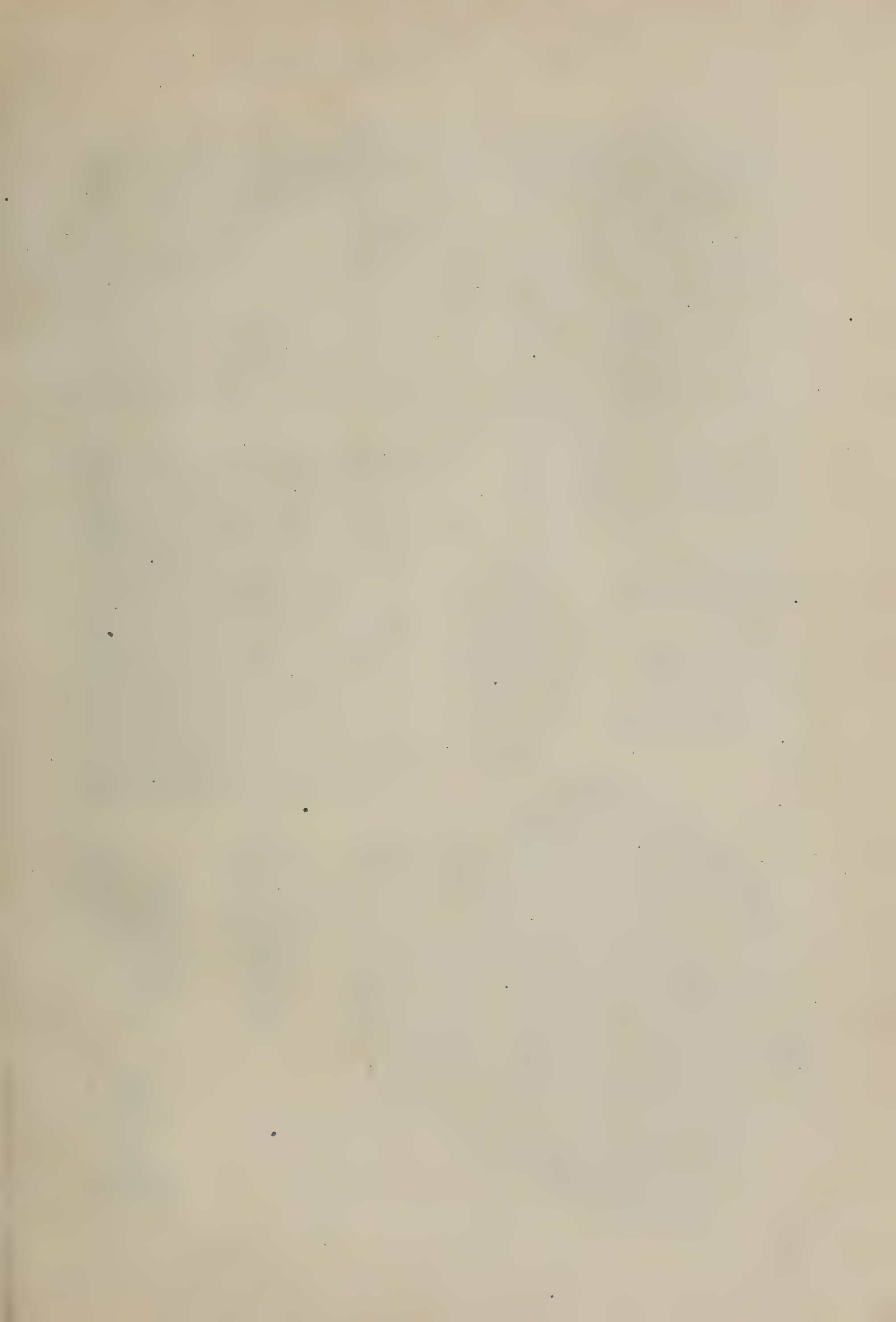
Fig. 8. *Acer crenatifolium* v. Ettingsh. (Orig. Goepp. Pal. II). Striese . . . . S. 411

Fig. 9. *Büttneria aequalifolia* (Goepp.) Fr. Mey. $^3/_4$. Niederweichau . . . . S. 419



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W. Kräusel phot.





Tafel 10.

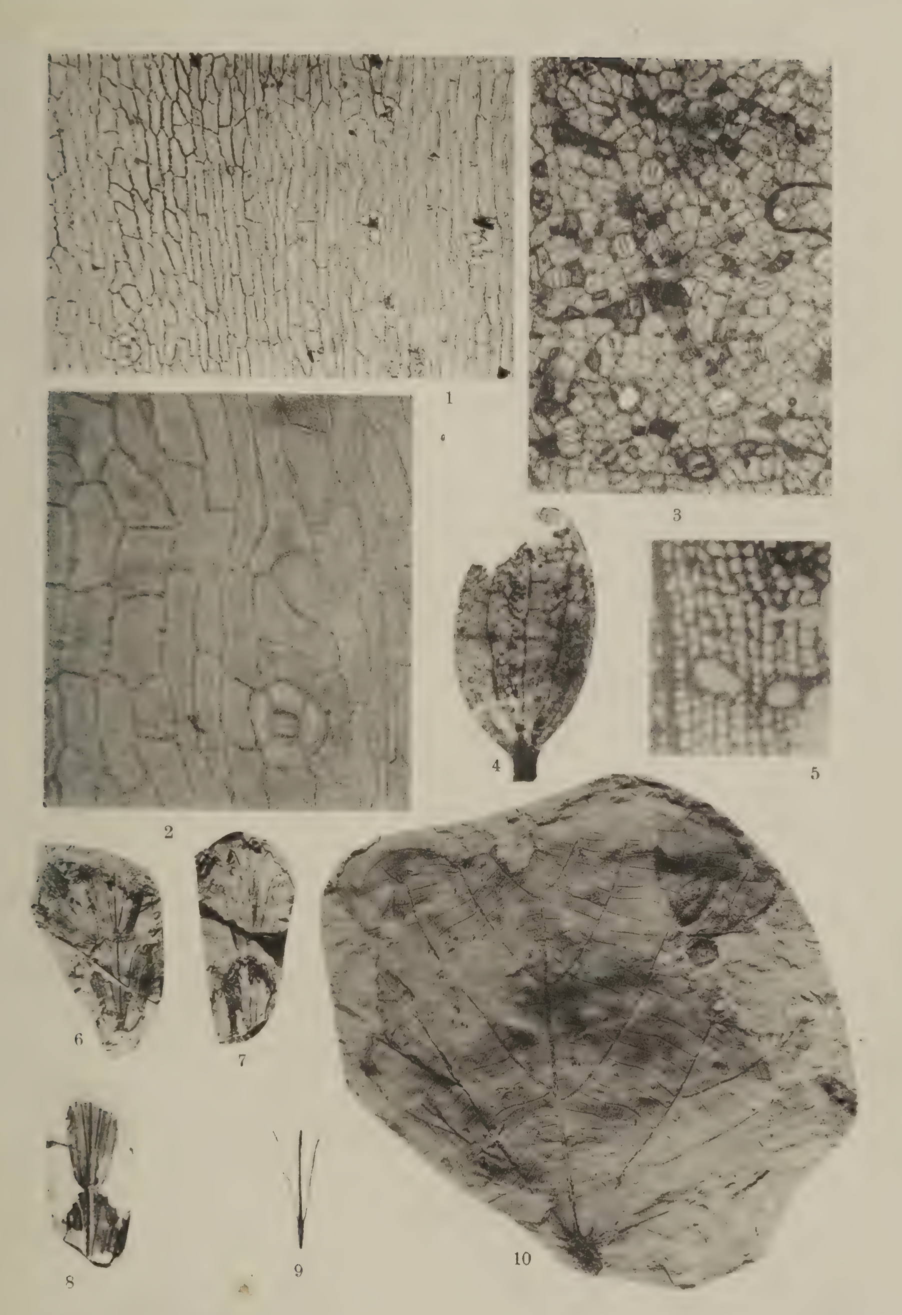
Fig. 1, 2. *Libocedrus salicornioides* (Ung.) Heer. Schosnitz S. 375

Fig. 3, 4. Unbestimmbares Blumenblatt. Schosnitz. $^3/_2$ S. 428

Fig. 5. *Taxodioxylon sequoianum* Goth. Wohlau . . . S. 375

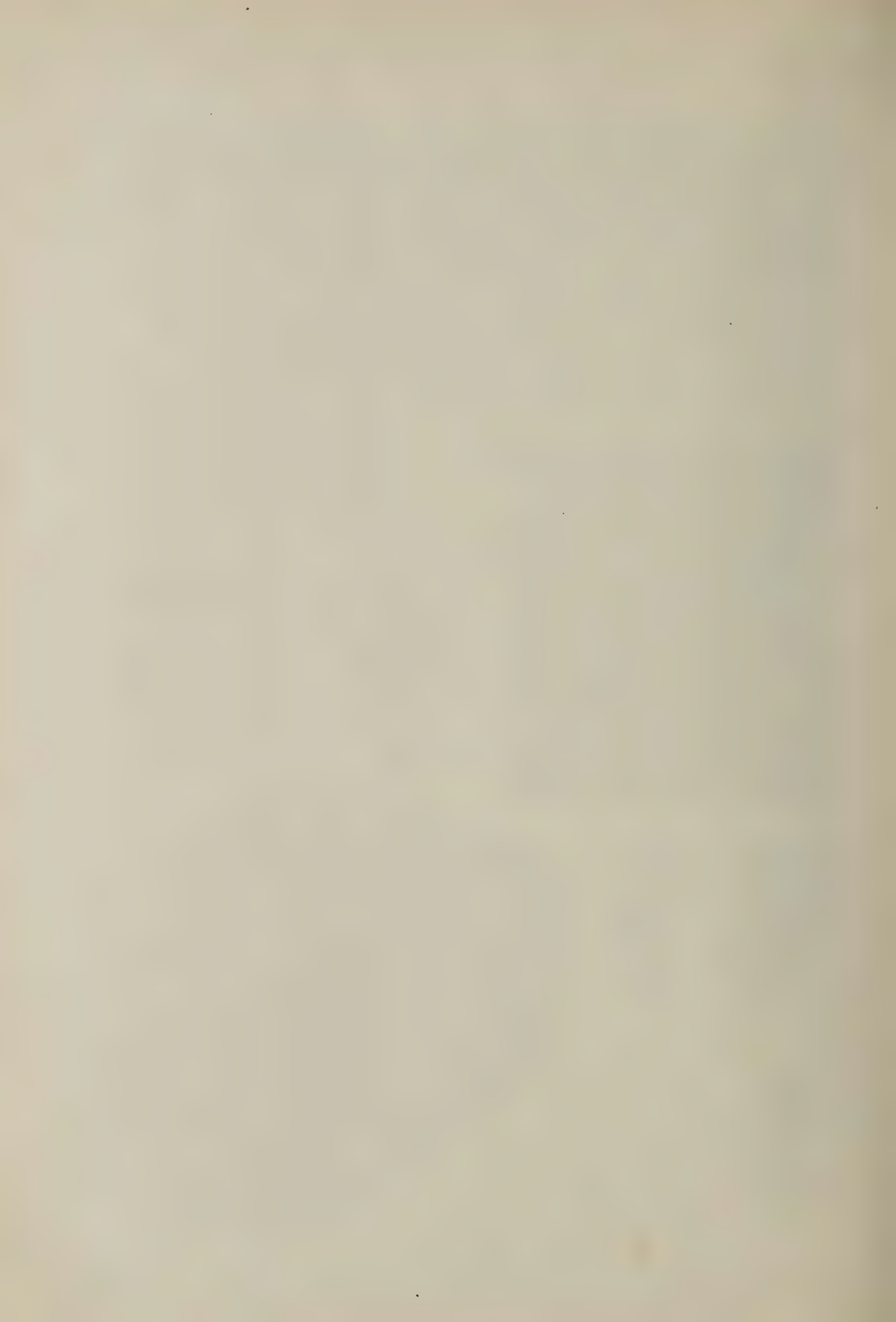
Fig. 6—9. *Libocedus salicornioides* (Ung.) Heer. $^2/_1$. Schosnitz . . . . S. 375

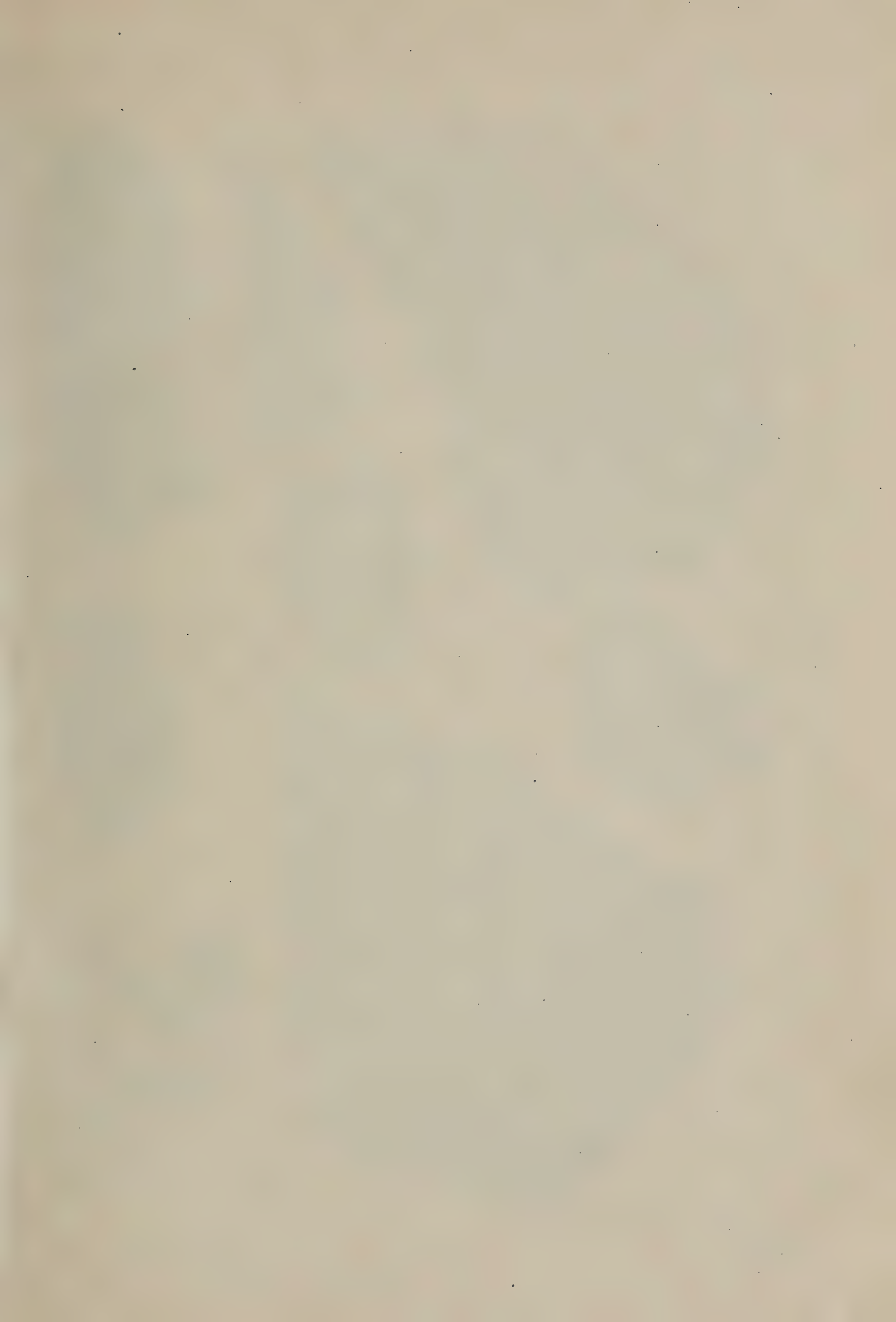
Fig. 10. *Büttneria aequalifolia* (Goepp.) Fr. Mey. $^3/_4$. Muskau S. 419



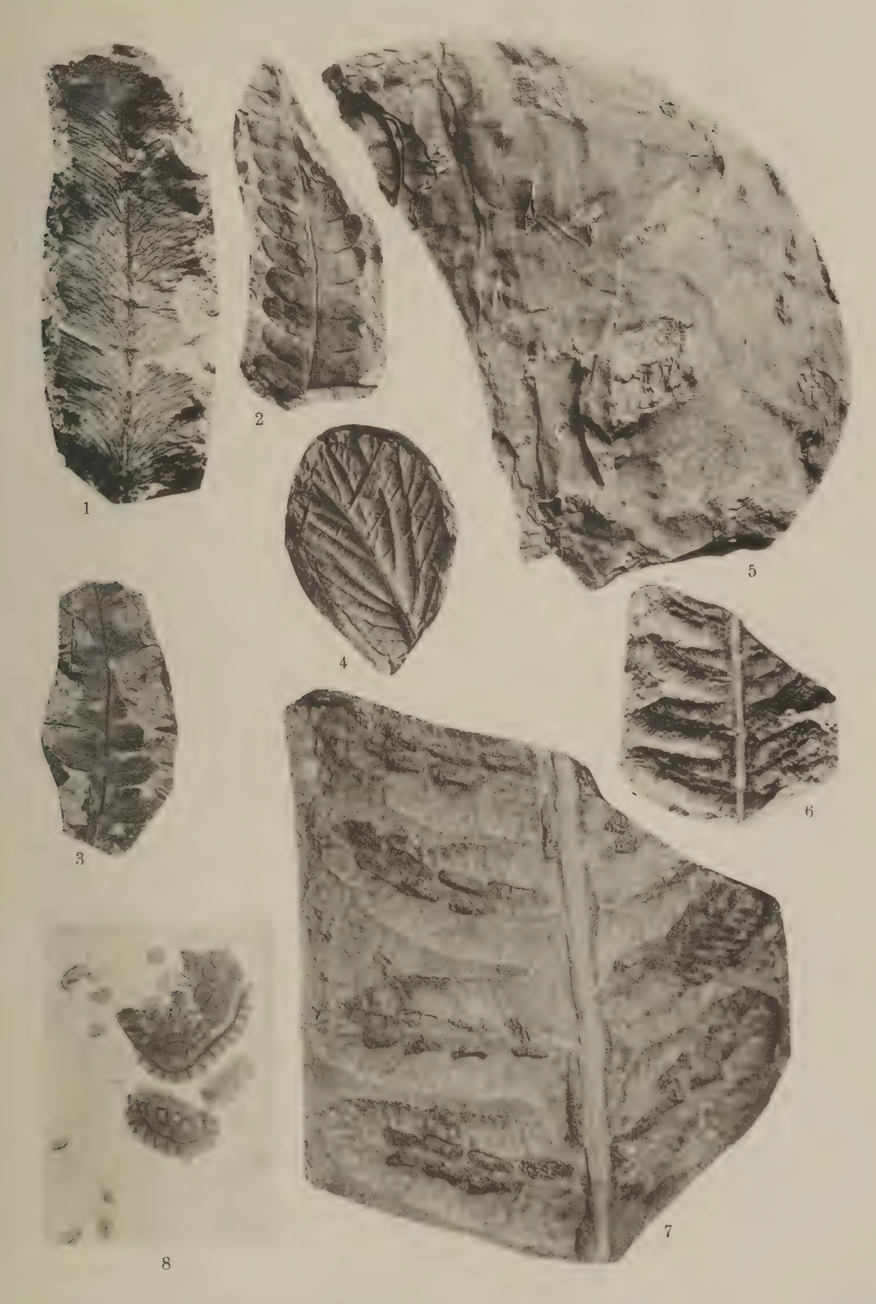
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot.

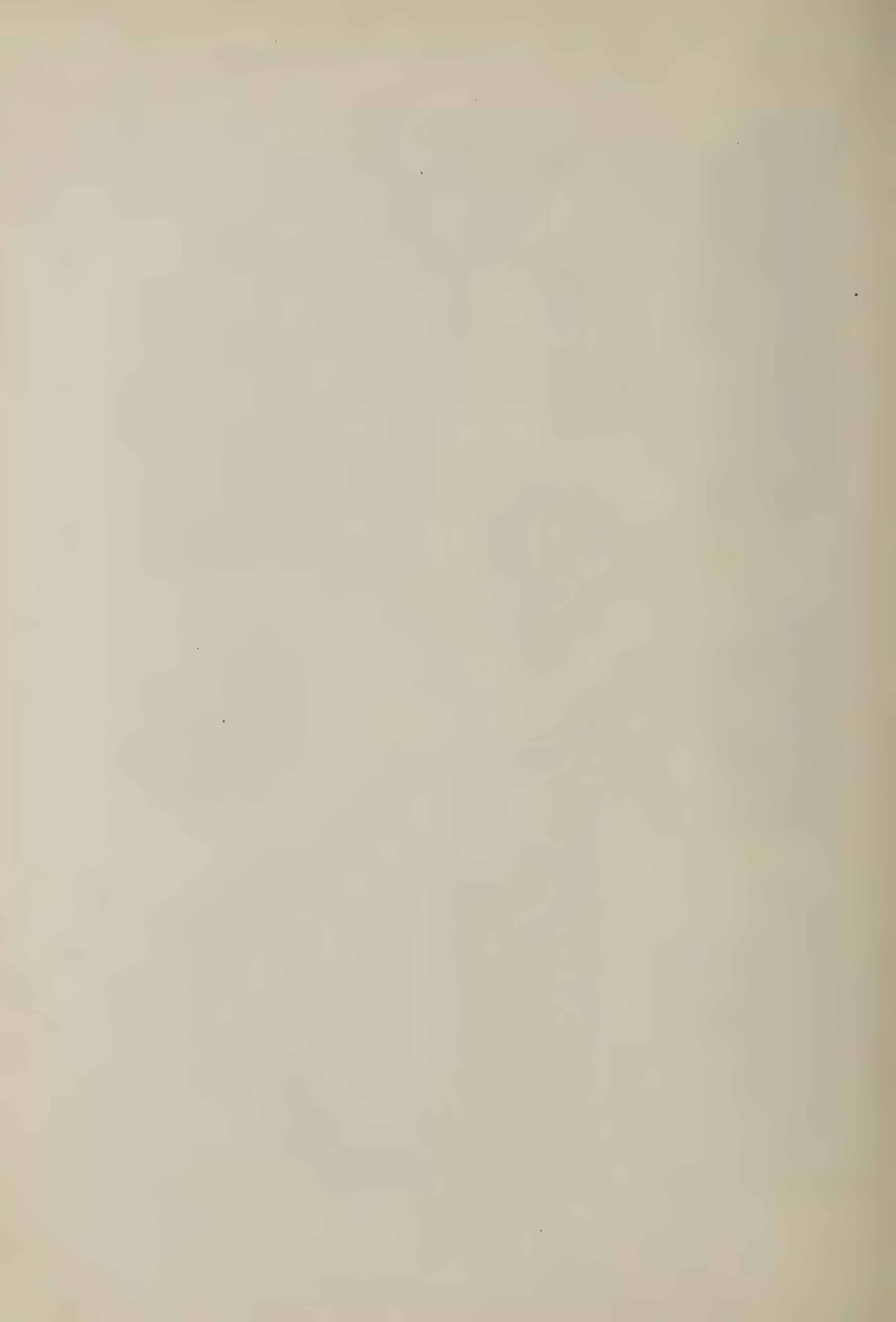


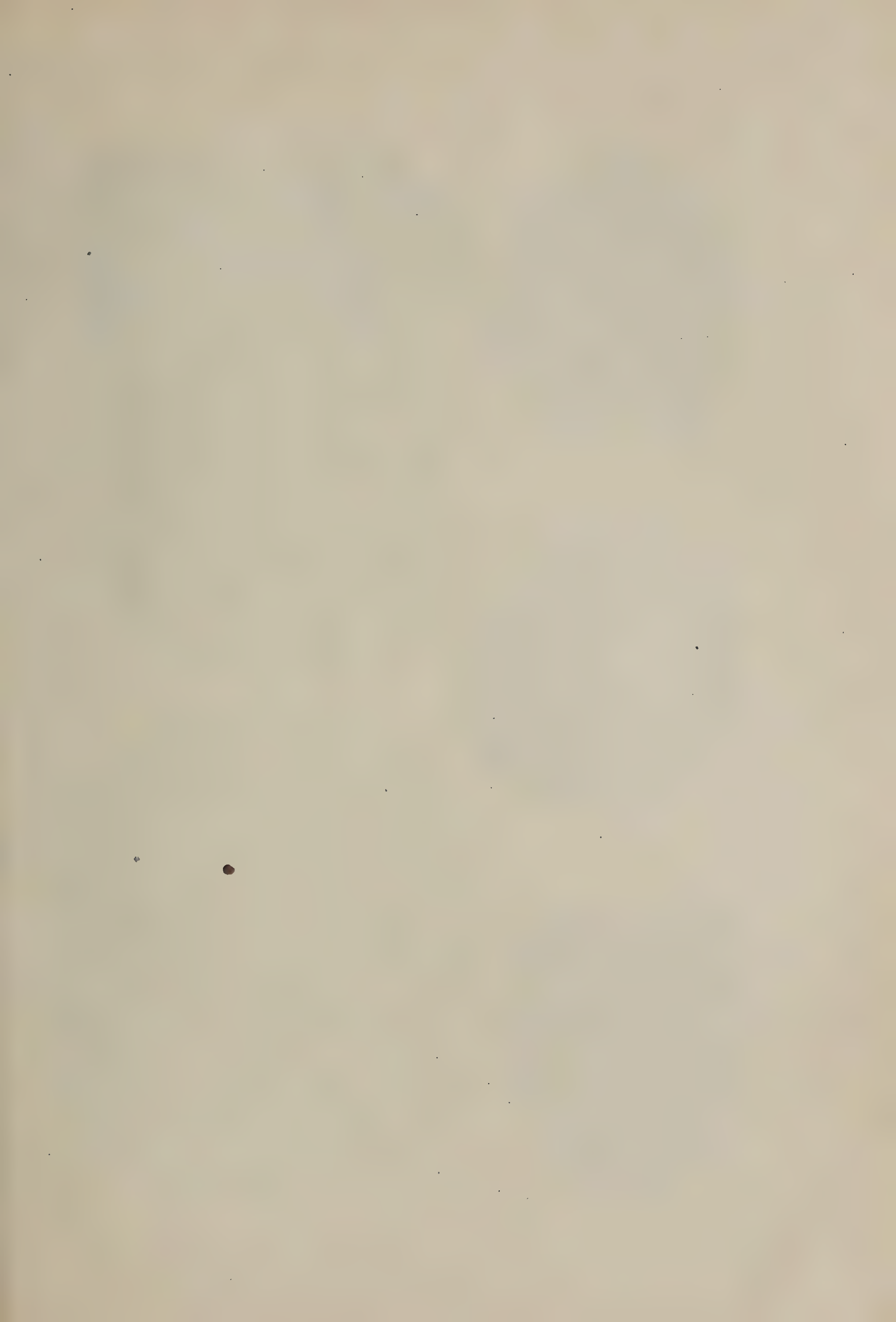


Tafel 11.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W. Kräusel phot.





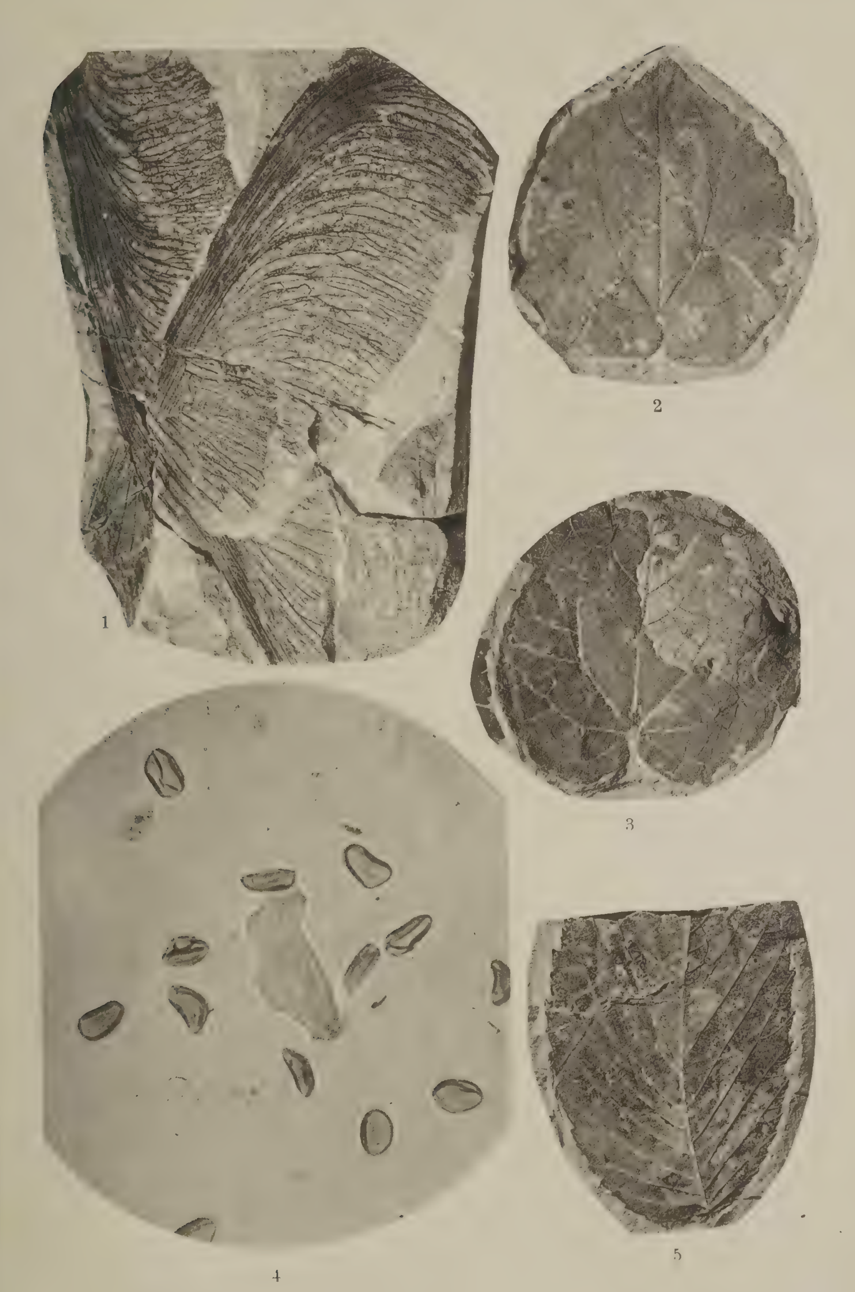
Tafel 12.

Fig. 1. Früchte des *Acer giganteum* Goepp. Wersingawe. $^4/_5$.

Fig. 2, 3. *Grewia crenata* (Ung.) Heer. Peruschen . . S. 417

Fig. 4. *Woodwardia Münsteriana* (Sternb. et Presl) Kräusel. Hennersdorf. Sporen. $^{200}/_1$ . . . . S. 367

Fig. 5. *Ulmus carpinoides* Goepp. Peruschen . . . . S. 400



Kräusel phot.

[L]ichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.





Tafel 13



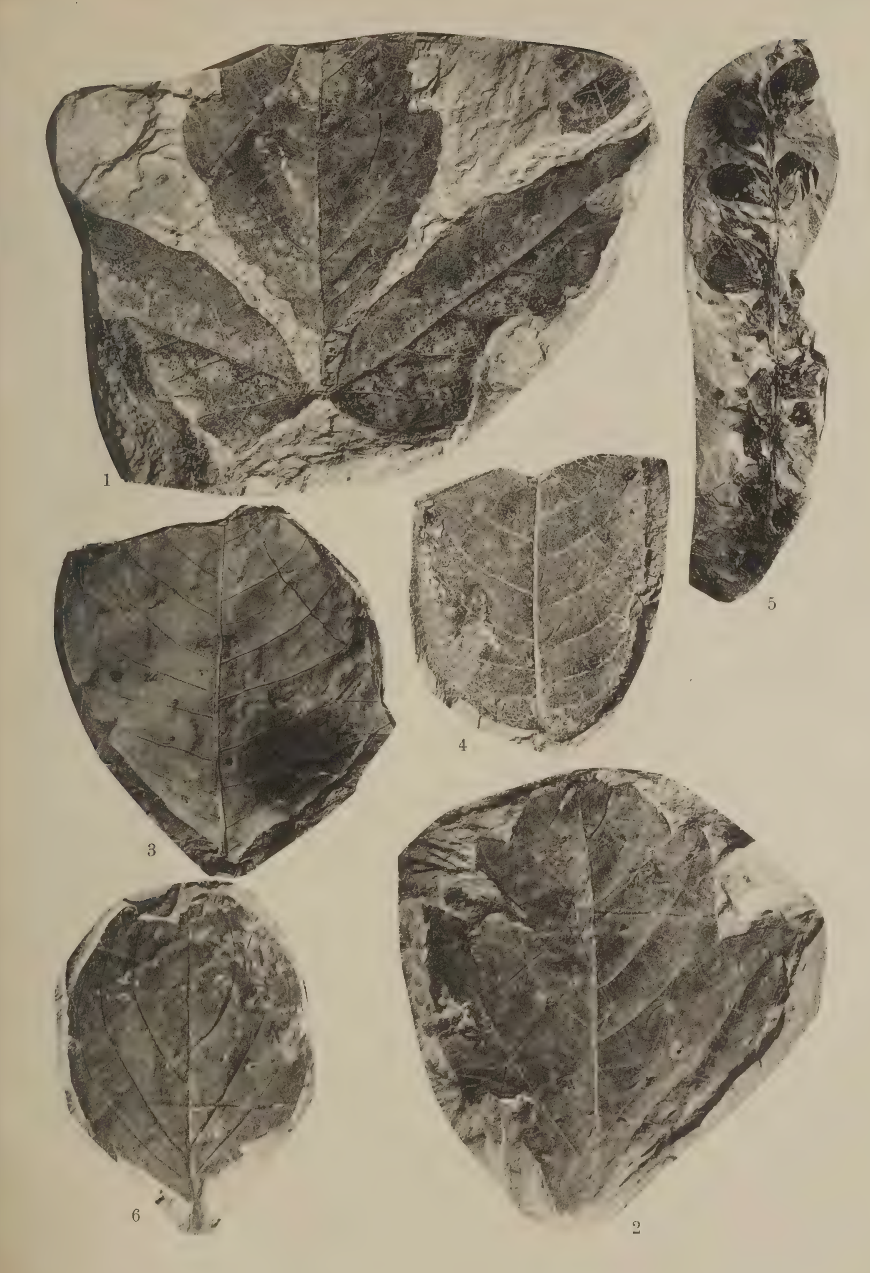
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W. Kräusel phot





Tafel 14.

Fig. 1, 2. *Rhus quercifolia* Goepp. Peruschen . . . . S. 410
Fig. 3. *Juglans Sieboldiana* Max. *fossilis* Menzel. Peruschen S. 388
Fig. 4, 5. *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) Menzel. Peruschen. Blatt und Fruchtstand . . . . . S. 393
Fig. 6. *Cornus orbifera* Heer. Peruschen . . . . . S. 421



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W. Kräusel phot.



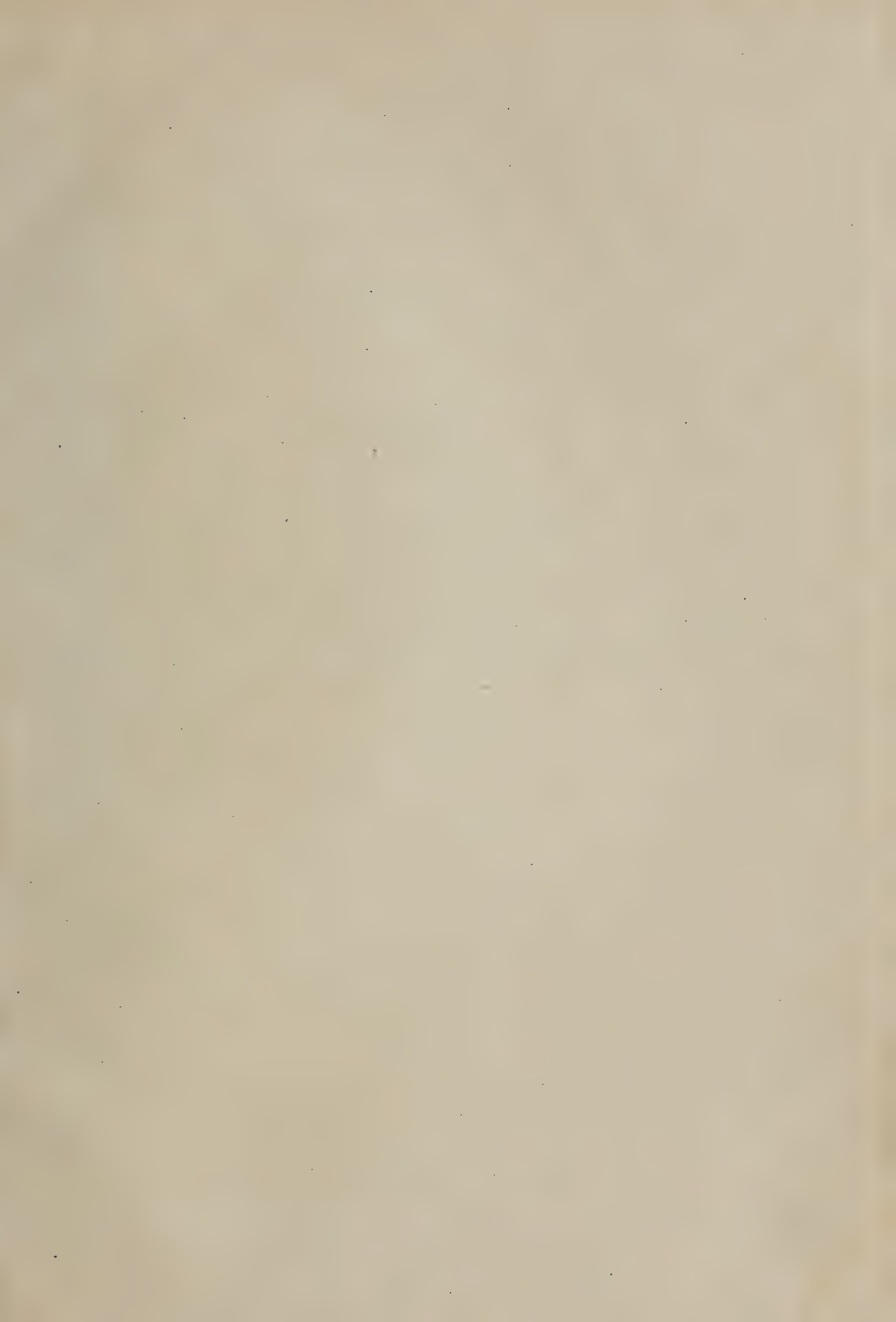


Tafel 15.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W. Kräusel phot.



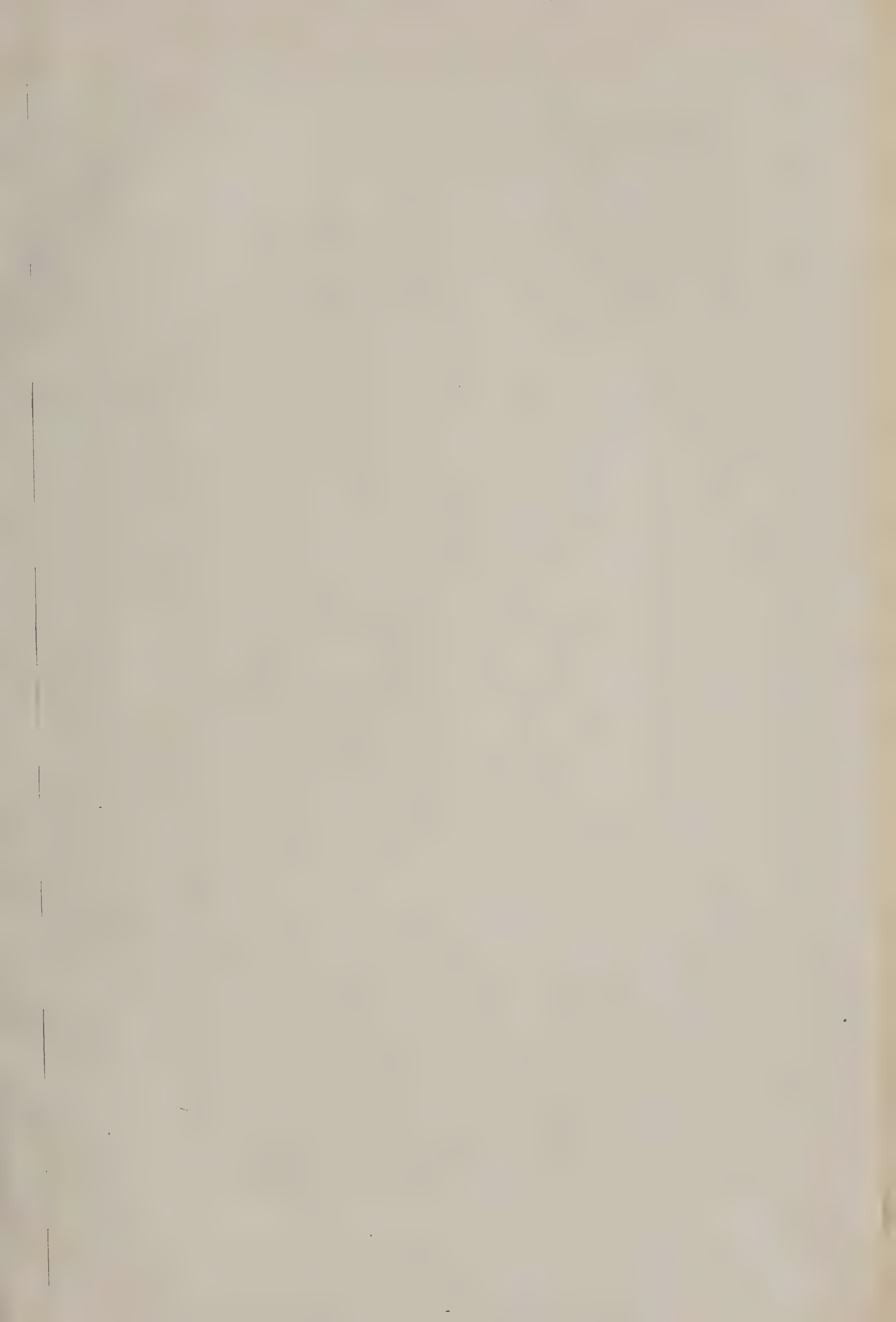


Tafel 16.

Fig. 1. *Protasolanus Wieprechti.* Unterster Teil des größeren Stückes. Gr. $\frac{1}{1}$ . . . . S. 435

Fig. 2. *Protasolanus Wieprechti.* Vorderseite des obersten Teiles des kleineren Stückes. Gr. $\frac{1}{1}$ . . . . S. 436

Fig. 3. *Protasolanus Wieprechti.* Rückseite des obersten Teiles des kleineren Stückes. Gr. $\frac{1}{1}$ . . . . S. 436

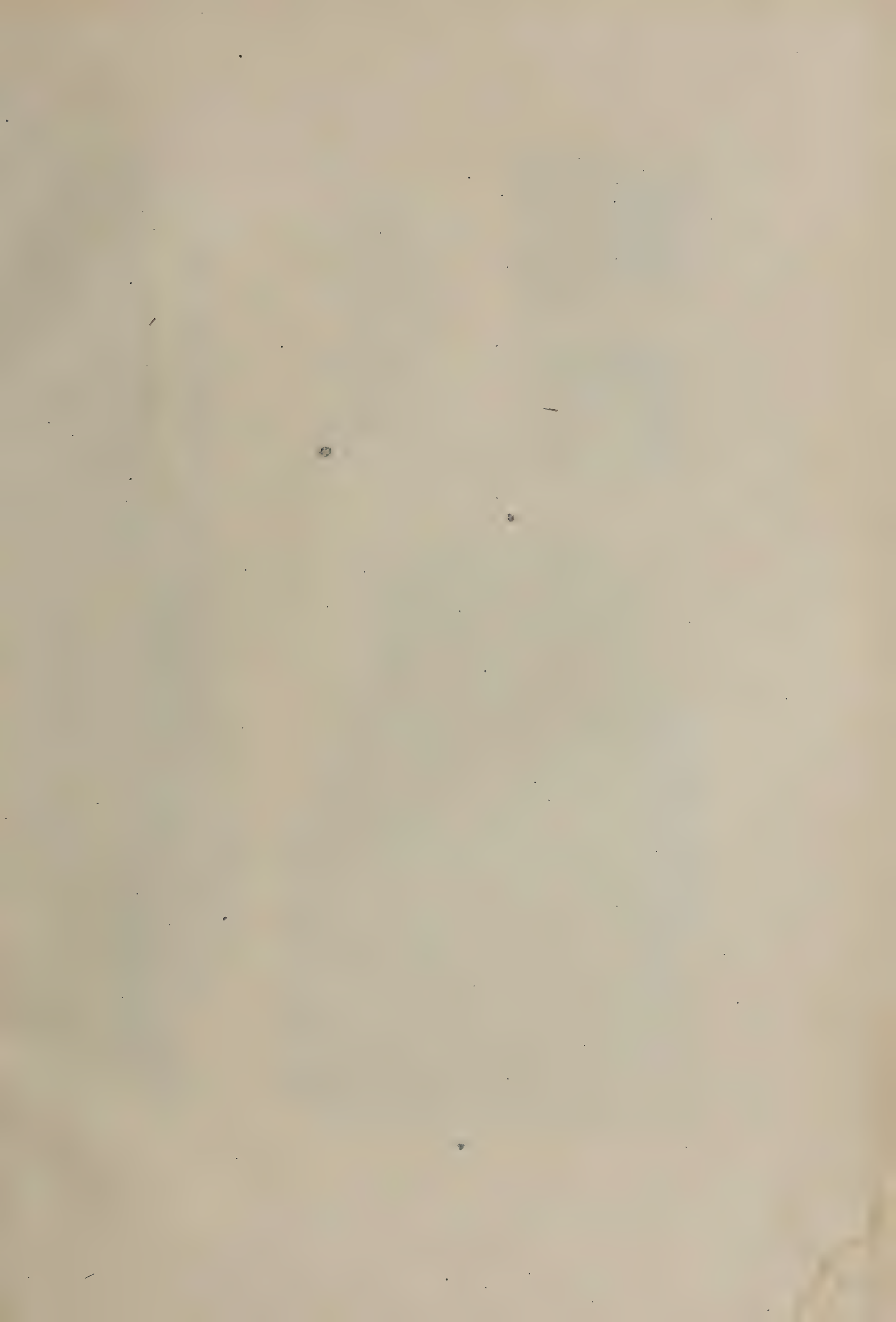


1



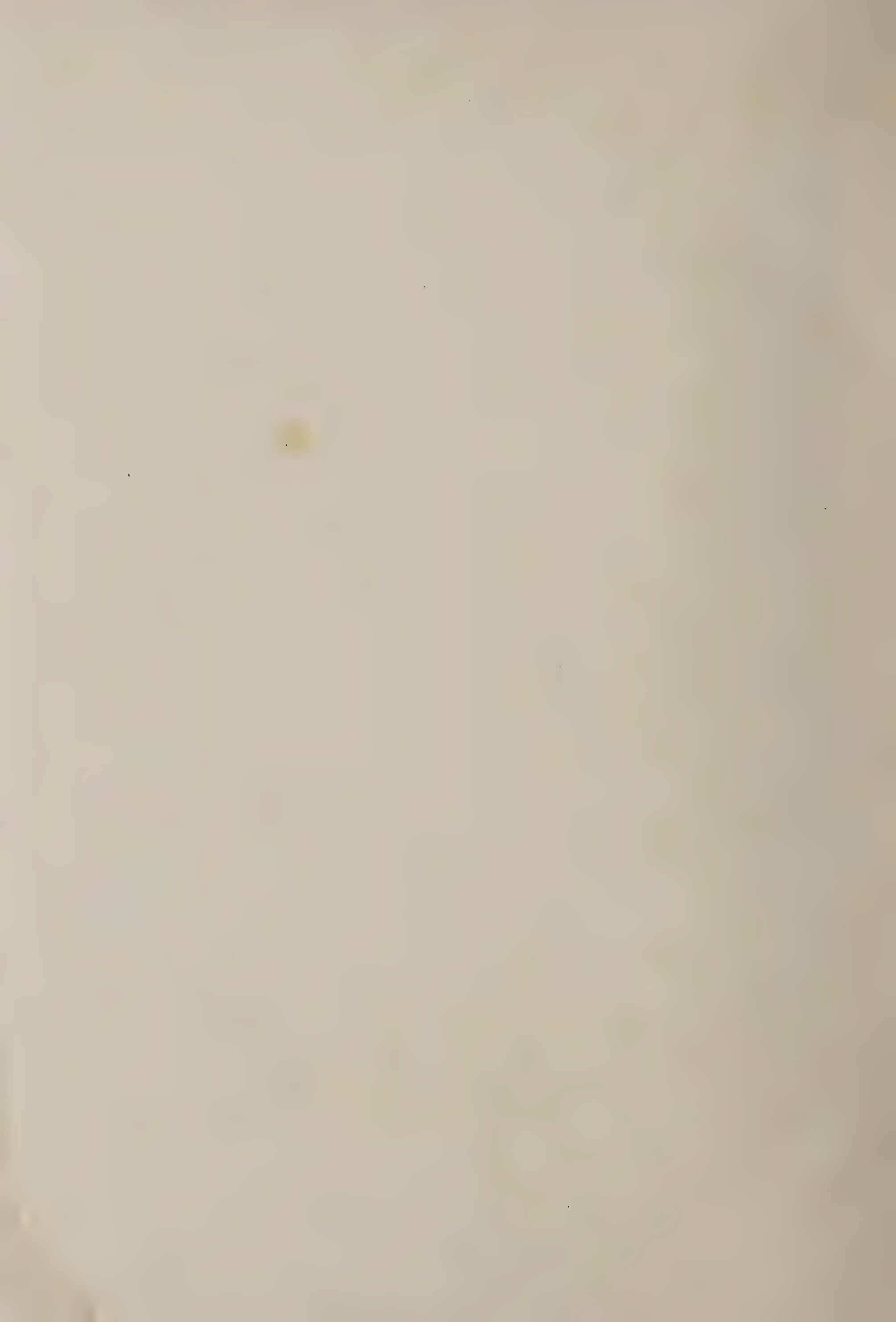
2

3



Tafel 17.


1a
1b
3
2
×
×
1



Durch die Vertriebsstelle der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin N. 4, Invalidenstraße 44, zu beziehen:

Jahrbuch 1919, Bd. XL:

J. Ahlburg †: Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren. S. 1—82 . . . . Mk. 4,00

E. Naumann und **A. Mestwerdt**: Über Gebirgsbau im Lippischen Weserbergland. Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren. S. 83—109 . . . Mk. 2,00

F. Bernauer: Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen. Mit 1 Tafel und 5 Textfiguren. S. 110—199 . . . . Mk. 4,00

O. Mügge: Zur Kenntnis der Petrographie des älteren Palaeozoicums zwischen Albungen und Witzenhausen, besonders des Variolits. S. 201—217 . . . . Mk. 0,50

J. Stoller: Fossilführende Diluvialschichten bei Krölpa in Thüringen. Mit 7 Textfiguren. S. 218—267 . . . . Mk. 1,50

R. Michael: Zur Kenntnis der Kreidescholle von Oppeln in Oberschlesien. Mit 1 Textfigur. S. 268—283 . . . . Mk. 0,50

P. Ramdohr: Über die Blaue Kuppe bei Eschwege und benachbarte Basaltvorkommen. Mit 1 Tafel und 3 Textfiguren. S. 284—355 Mk. 3,00

R. Michael: Das Solquellen-Bohrloch Hirschgarten bei Berlin. S. 356—362 . . . . Mk. 0,30

R. Kräusel: Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens. III. Über einige Originale GOEPPERT's und neuere Funde. Mit 11 Tafeln und 1 Textfigur. S. 363—433 . . . . Mk. 24,00

O. Hörich: Über *Protasolanus*, eine neue Lepidophytengattung aus dem deutschen Culm und über die Gattung *Asolanus* WOOD. Mit 2 Tafeln. S. 434—459 . . . . Mk. 5,00

K. Schlossmacher: Keratophyre und ihre dynamometamorphen Äquivalente aus der Umgegend von Bad Homburg im Taunus. Mit 2 Textfiguren. S. 460—505 . . . . Mk. 4,50

C. Gagel: Über Änderungen im Kalkgehalt des Oberen Geschiebemergels. S. 505—508 . . . . Mk. 1,00

K. Olbricht: Einige Beobachtungen im Diluvium bei Görlitz. S. 509—512 Mk. 0,90

P. Köttgen: Über eine Methode zur Trennung dialytischer Pelite nach dem spezifischen Gewicht. S. 513—533 . . . . Mk. 2,25

Buchdruckerei A. W. Schade in Berlin N., Schulzendorfer Straße 26







